



Dynamique de construction d'un prisme sédimentaire littoral en régime mégatidal (la Baie du Mont-Saint-Michel)

I. Billeaud

► To cite this version:

I. Billeaud. Dynamique de construction d'un prisme sédimentaire littoral en régime mégatidal (la Baie du Mont-Saint-Michel). Interfaces continentales, environnement. Université de Caen, 2007. Français. NNT: . tel-00705182

HAL Id: tel-00705182

<https://theses.hal.science/tel-00705182>

Submitted on 7 Jun 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



UNIVERSITE de CAEN/BASSE NORMANDIE

U.F.R. : Sciences

ECOLE DOCTORALE : Structures, Informations, Matière et Matériaux

THESE

Présentée par

Isabelle Billeaud

En vue de l'obtention du

DOCTORAT de l'UNIVERSITE de CAEN

Spécialité : Terre solide et enveloppe superficielle

Arrêté du 07 août 2006

**Dynamique de construction d'un prisme sédimentaire
littoral en régime mégatidal (la Baie du Mont-Saint-Michel)**

MEMBRES du JURY

Eric Chaumillon , HDR Maître de Conférences, Université de La Rochelle	<i>(Rapporteur)</i>
Jean-Noël Proust , Directeur de Recherche (CNRS), Université de Rennes 1	<i>(Rapporteur)</i>
Bruno Caline , Ingénieur-Chercheur, TOTAL	<i>(Examineur)</i>
Robert W. Dalrymple , Professeur, Queen's University, Kingston	<i>(Examineur)</i>
Marina Rabineau , Chargée de Recherche (CNRS), Université de Bretagne Occidentale	<i>(Membre invité)</i>
Bernadette Tessier , Directrice de Recherche (CNRS), Université de Caen	<i>(Directrice de Thèse)</i>
Patrick Lesueur , Professeur, Université de Caen	<i>(Directeur de Thèse)</i>

Remerciements

Introduction générale	1
-----------------------	---

PARTIE 1 : Etat des connaissances

Chapitre I : Les changements environnementaux côtiers : forçages et mécanismes

I-1 Introduction	3
I-2 Les différents facteurs à l'origine de l'évolution des littoraux	4
I-2.1 Les variations du niveau marin	4
I-2.2 Les variations climatiques à haute fréquence : modes, mécanismes et conséquences sur les forçages	5
I-3 Evolutions environnementales au cours de la période Holocène : Influence du forçage climato-eustatique	8
I-3.1 Remontée rapide du niveau marin (11500-6000 ans BP) : contexte transgressif	9
I-3.2 Remontée lente du niveau marin (6000 ans BP -Actuel) : contexte de haut niveau marin	10
I-4 Evolution et préservation des corps sédimentaires littoraux : apport de la stratigraphie séquentielle	15
I-4.1 Rappel des principes de la stratigraphie séquentielle	15
I-4.2 Vallée incisée et système estuarien	16
I-4.3 Système de barrières littorales sableuses	19
I-4.4 Système de baie	21

Chapitre II- La Baie du Mont-Saint-Michel

II-1 La Baie du Mont-Saint-Michel : cadre géographique et géologique	25
II-2 La Baie du Mont-Saint-Michel : « un bassin sédimentaire élémentaire »	26
II-3 La dynamique hydro-sédimentaire actuelle	28
II-3.1 La Baie du Mont-Saint-Michel : un environnement mégatidal	28
II-4 Les différents environnements de dépôt	33
II-5 L'histoire pléistocène et holocène de la Baie du Mont-Saint-Michel	37

PARTIE 2 : Résultats

Chapitre III- Architecture du prisme sédimentaire en Baie du Mont-Saint-Michel

III-1 Prospection sismique THR : principes, méthodes et traitements	43
III-1.1 Rappels sur les principes de la sismique réflexion	43
III-1.2 Matériel utilisé	43
III-1.3 Campagnes sismiques	44
III-1.4 Traitements des profils sismiques	46
III-1.5 Conversion temps/profondeur	47
III-1.6 Analyses des données : la stratigraphie sismique	47
III-2 Résultats de la sismique THR	48
III-2.1 Introduction	48
III-2.2 Le Secteur Ouest : « la baie » (de la Pointe du Grouin au banc des Hermelles)	48
III-2.2-1 Unités sismiques	48
III-2.2-2 Organisation générale	52
III-2.3 Le secteur Est : le système estuarien	64
III-2.3-1 Unités sismiques	64
III-2.3-2 Organisation générale	67
III-2.4 Le secteur du littoral Nord-Est (Litt. NE)	75
III-2.4-1 Unités sismiques	75
III-2.4-2 Organisation générale	77
III-2.5 Signatures acoustiques du gaz	87
III-2.5-1 Introduction	87
III-2.5-2 Les différentes signatures acoustiques du gaz	87
III-2.5-3 Relations entre les zones de gaz et les unités sismiques	90
III-2.5-4 Discussion sur la formation du gaz	90
III-2.5-5 Conclusion	91
III-3 Synthèse sur l'architecture du prisme sédimentaire en Baie du Mont-Saint-Michel	91

Chapitre IV- Faciès et évolution sédimentaires en baie du Mont-Saint-Michel

IV-1 Méthodes de prélèvement et traitements analytiques	95
IV-1.1 Prélèvements sur le terrain	95

IV-1.2 Analyses en laboratoire	97
IV-2 Faciès sédimentaires et évolution environnementale du secteur « baie »	99
IV-2.1 Caractéristiques des faciès sédimentaires	99
IV-2.2 Successions sédimentaires dans le secteur du sand flat (Cherrueix)	102
IV-2.3 Successions sédimentaires dans le secteur du mixed flat (de la Laronnière à St Benoît-des-Ondes)	113
IV-2.4 Secteur du mixed flat au mud flat (St Benoît-des-Ondes)	121
IV-2.5 Secteur du mud flat (Cancalle)	129
IV-2.6 Synthèse sur les faciès et les évolutions sédimentaires du secteur Baie	132
IV-3 Faciès sédimentaires et évolution environnementale du secteur estuarien	133
IV-3.1 Caractéristiques des faciès sédimentaires	133
IV-3.2 Successions sédimentaires dans le système estuarien Sée-Sélune	136
IV-3.3 Successions sédimentaires dans le système estuarien du Couesnon	149
IV-3.4 Synthèse sur les faciès et les évolutions sédimentaires du secteur estuarien	150
IV-4 Faciès sédimentaires et évolution environnementale du Littoral Nord Est	152
IV-4.1 Caractéristiques des faciès sédimentaires	152
IV-4.2 Successions sédimentaires dans le secteur de Dragey : système progradant de flèche sableuse	154
IV-4.3 Successions sédimentaires dans le secteur de Saint-Jean-le-Thomas : système de barrière littorale en érosion	159
IV-4.4 Synthèse sur les faciès et les évolutions sédimentaires du littoral Nord-Est	166
IV-5 Ages des successions sédimentaires	166
IV-5.1 Chronologie des séquences sédimentaires dans le secteur « baie »	168
IV-5.2 Chronologie des séquences sédimentaires dans le secteur estuarien	173
IV-5.3 Chronologie des séquences sédimentaires dans le secteur du littoral NE	174

PARTIE 3 : Interprétations et discussion

Chapitre V- Interprétations – Organisation stratigraphique de la baie du Mont-Saint-Michel

V-1 Introduction	179
V-2 Corrélations sismique / carottes dans le secteur « baie »	181

V-2.1 Rappel sur la géométrie des corps sédimentaires	181
V-2.2 Corrélation sismique / carotte	182
V-2.3 Synthèse	187
V-3 Corrélations sismique / carottes dans le secteur estuarien	187
V-3.1 Rappel sur la géométrie des corps sédimentaires	187
V-3.2 Corrélation sismique / carotte	188
V-3.3 Synthèse	188
V-4 Corrélations sismique / carottes dans le secteur Littoral NE	189
V-4.1 Rappel sur la géométrie des corps sédimentaires	189
V-4.2 Corrélation sismique / carotte	189
V-4.3 Synthèse	191
V-5 Stratigraphie séquentielle du remplissage de la Baie du Mont-Saint-Michel	192

Chapitre VI- Discussion

VI-1 Introduction	199
VI-2 Comparaison entre l'organisation stratigraphique du remplissage de la Baie du Mont-Saint-Michel avec d'autres exemples macrotidaux	199
VI-2.1 Organisation stratigraphique du cortège de bas niveau marin	200
VI-2.2 Organisation stratigraphique du cortège transgressif	200
VI-2.3 Organisation stratigraphique du cortège de haut niveau marin	202
VI-3 Préservation des séquences sédimentaires au sein du cortège de haut niveau marin : importance des facteurs autocycliques	204
VI-4 Les séquences sédimentaires à « 1500 ans » préservées dans le cortège de haut niveau marin : une origine climatique ?	207
VI-4.1 Interprétation dynamique des séquences sédimentaires et chronologie	207
VI-4.2 Origine(s) des crises climatiques de périodicité d'environ 1500 ans au cours de la période fini-holocène	212
Conclusion générale	219
Références bibliographiques	223
Annexes	CD

Liste des tableaux

Tableau III-1 :	Liste des campagnes sismiques THR effectuées entre 2003 et 2006 dans la Baie du Mont-Saint-Michel et leurs caractéristiques (Métadonnées).	45
Tableau III-2 :	Corrélations entre les vitesses sismiques et la nature des formations géologiques.	47
Tableau III.3 :	Nomenclature et caractéristiques des unités et faciès sismiques reconnus dans le secteurbaie.	51
Tableau III.4 :	Nomenclature et caractéristiques des unités et faciès sismiques reconnus dans le secteur estuarien.	66
Tableau III.5 :	Nomenclature et caractéristiques des unités et faciès sismiques reconnus dans le secteur du littoral Nord-Est.	76
Tableau III-6 :	Caractéristiques de quelques zones de gaz reconnues (exemples). Le tableau met en évidence les différentes signatures acoustiques du gaz selon les zones géographiques, la profondeur du gaz et les unités sismiques renfermant ce gaz.	90
Tableau IV- 1 :	Faciès sédimentaires reconnus dans le secteur Baie.	101
Tableau IV- 2 :	Faciès sédimentaires reconnus dans le secteur estuarien.	134
Tableau IV-3 :	Faciès sédimentaires reconnus dans le secteur Littoral NE.	152
Tableau IV-4 :	Caractéristiques des datations au radiocarbone réalisées au cours de ce travail de thèse.	167
Tableau V-1 :	Synthèse des corrélations sismique / carotte dans le secteur « baie ».	187
Tableau V-2 :	Synthèse des corrélations sismique / carotte dans le secteur estuarien.	189
Tableau V-3 :	Synthèse des corrélations sismique / carottes dans le secteur du littoral Nord-Est.	191
Tableau V-4 :	Synthèse de l'organisation architecturale dans la baie du Mont-Saint-Michel et interprétations en termes de stratigraphie séquentielle.	195
Tableau VI-1 :	Tableau de comparaison entre les âges des crises climatiques enregistrées dans la baie du Mont-Saint-Michel et les crises climatiques décrites dans la littérature.	216

Liste des figures

Figure I-1 :	Classification des environnements côtiers selon les processus hydrodynamiques dominants. Boyd <i>et al.</i> (1992).	3
Figure I-2 :	Les facteurs allocycliques et autocycliques à l'origine des variations du niveau marin relatif. Impacts sur les variations de la ligne de rivage.	5
Figure I-3 :	Figure issue des travaux de Desprat <i>et al.</i> (2003) : Comparaison des flux polliniques de la péninsule ibérique (NW) aux variations de températures de l'hémisphère Nord mis en évidence par Mann <i>et al.</i> (1999), aux variations du $\delta^{18}\text{O}$ enregistrées dans les glaces du Groënland (GISP2), aux variations de la concentration en CO_2 des glaces de l'Antarctique (Barnola, 1999), aux variations du $\Delta^{14}\text{C}$ obtenus dans le cadre du programme INTCAI 98 (Stuiver <i>et al.</i> , 1998).	6
Figure I-4 :	Interactions entre les différents facteurs à l'origine des évolutions morphologiques côtières.	7
Figure I-5 :	Courbe de remontée du niveau marin à la Barbade réalisée par Fairbanks (1989). Les âges sont exprimés en âges ^{14}C corrigés de l'effet réservoir (400 ans). Les données âges/profondeur sont corrigées des effets locaux (tectonique). L'axe de droite représente les variations du $\delta^{18}\text{O}$ moyen des océans. Fairbanks, 1989.	8
Figure I-6 :	Variations du niveau marin reproduites par le modèle de Lambeck (1997) pour les régions de la façade Atlantique et du sud de la Manche en France. Pour la Picardie, les données sont basées sur des tourbes d'eaux douces ; pour les autres régions, il s'agit de données issues de tourbes d'eaux douces et saumâtres.	9
Figure I-7 :	Synthèse climato-eustatique de l'Europe du Nord-Ouest au cours de l'Holocène basée sur les résultats de plusieurs études (Angleterre, Pays-Bas, France, Portugal, Espagne).	13
Figure I-8 :	Géométrie générale d'une séquence de prisme de plate-forme selon le modèle de stratigraphie séquentielle (Carter, 1998).	16
Figure I-9 :	Schéma d'organisation d'une vallée incisée « simple ». A) répartition des environnements de dépôt, organisation stratigraphique. B) cortèges de dépôt. C) surfaces stratigraphiques. (Zaitlin <i>et al.</i> , 1994).	17
Figure I-10 :	Classification et organisation stratigraphique des dépôts basées sur la morphologie des vallées incisées d'après Ashley et Sheridan (1994).	18
Figure I-11 :	Organisation stratigraphique du remplissage de la vallée incisée de la Gironde d'après Lericolais <i>et al.</i> (2001) modifiée de Allen et Posamentier (1993).	18
Figure I-12 :	modèle de faciès illustrant une séquence rétrogradante d'un système de barrière en contexte transgressif.	19
Figure I-13 :	Principaux environnement de dépôt d'un système de barrière littorale transgressif (Roy <i>et al.</i> , 1994).	20
Figure I-14 :	Evolution d'une barrière littorale de « haut niveau marin » par rapport aux apports sédimentaires d'après Roy <i>et al.</i> (1994).	20
Figure I-15 :	Bloc diagramme illustrant les variations latérales de faciès d'un système de tidal flat et la séquence type de dépôt. L'épaisseur des dépôts est liée au marnage (Dalrymple <i>et al.</i> , 1990).	21
Figure I-16 :	Coupes stratigraphiques schématiques montrant l'architecture des dépôts d'un tidal flat soumis à une remontée u niveau marin.	22

DYNAMIQUE DE CONSTRUCTION D'UN PRISME SEDIMENTAIRE LITTORAL EN REGIME MEGATIDAL
(LA BAIE DU MONT-SAINT-MICHEL)

Figure I-17 : Modèles de faciès : A) séquences progradantes ; tidal flats de la mer du Nord (Klein, 1977) et de la baie de Fundy (Dalrymple <i>et al.</i> , 1990). B) séquence rétrogradante; tidal flats de la baie de Gomso en Corée (d'après Chun <i>et al.</i> , 2000).	22
Figure II-1 : Représentation cartographique du Golfe Normand-Breton et de la Baie du Mont-Saint-Michel.	25
Figure II-2 : Carte géologique et sédimentologique simplifiée de la baie du Mont-Saint-Michel. (Tessier, 2003 d'après Larssonneur, 1989 ; L'Homer <i>et al.</i> , 1999)	26
Figure II-3 : Coupe schématique des glaciais éocènes et de leur prolongement vers la fosse centrale de la Manche. Modifié d'après Lautridou <i>et al.</i> , 2006.	27
Figure II-4 : Reconstitution morpho-sédimentaire de la baie du Mont-Saint-Michel à la fin du Tardiglaciaire (vers 10000 ans BP) (Morzadec et Lautridou, 1982).	27
Figure II-5 : Caractéristiques hydro-sédimentaires de la Baie du Mont-Saint-Michel.	31
Figure II-6 : Organisation morpho-sédimentaire du « système baie » : fonctionnement et faciès sédimentaires types.	34
Figure II-7 : Organisation morpho-sédimentaire du système estuarien : fonctionnement et faciès sédimentaires types.	35
Figure II-8 : Organisation morpho-sédimentaire du système de barrière littorale : fonctionnement et faciès sédimentaires types.	36
Figure II-9 : Tableau et carte récapitulatifs des travaux antérieurs basés sur l'étude des dépôts holocènes à partir principalement de forages.	37
Figure II-10 : Géométrie de la couverture sédimentaire meuble dans le domaine intertidal de la baie du Mont-Saint-Michel (Auffret, 1982 <i>in</i> Larssonneur, 1989).	38
Figure II-11 : A) Reconstitution paléo-géographique de la baie du Mont-Saint-Michel pendant les principales étapes de son évolution Holocène ; B) schéma de la géométrie du prisme de remplissage Holocène (Tessier, 2003 d'après Morzadec-Kerfourn, 1974) ; C) courbe des principales fluctuations du niveau marin atteint par les marées de vive-eau depuis 9000 ans (L'Homer <i>et al.</i> , 2002).	40
Figure III-1 : schéma du Boomer IKB Seistec. La source est composée d'une plaque boomer. Le récepteur est représenté par une succession d'hydrophones disposés à l'intérieur du cône. Un pré-amplificateur est associé au système de réception du signal.	43
Figure III-2 : Chaîne sismique.	44
Figure III-3 : Carte de positionnement général de tous les profils sismiques THR acquis entre 2003 et 2006.	45
Figure III-4 : A) Caractéristiques des faciès sismiques : continuité, amplitude et fréquence des réflecteurs ; configuration générale et nature des réflexions sismiques. B) Terminaisons des réflecteurs : relation entre les réflecteurs internes et les limites d'unités.	48
Figure III-5 : Profil sismique THR Cherru 02 et son interprétation montrant la géométrie des unités sismiques présentes au niveau du sand flat de Cherrueix.	53
Figure III-6 : Profil sismique THR Hirel 01 et son interprétation montrant la géométrie des unités sismiques présentes au niveau du mixed flat de Hirel.	54
Figure III-7 : Profils sismiques THR Hirel 09 et Hirel 04 et leurs interprétations.	56

DYNAMIQUE DE CONSTRUCTION D'UN PRISME SEDIMENTAIRE LITTORAL EN REGIME MEGATIDAL (LA BAIE DU MONT-SAINT-MICHEL)

Figure III-8 : Profils sismiques THR Hirel 05 et Cbmsm03 et leurs interprétations.	57
Figure III-9: Représentation dans l'espace des profils sismiques Hirel 04, Hirel 09 et Cbmsm 03 mettant en évidence l'orientation des incisions décrites au sein de l'unité U4.	58
Figure III-10 et Figure III-11: Profils sismiques Cancal 38, Cancal 39 et Cancal 40 et leurs interprétations montrant l'extension des bancs de l'unité U3 vers le Nord et la disparition des incisions dans l'unité supérieure.	59
Figure III-12: Représentation dans l'espace des profils sismiques Hirel 11 et Cancal 45. Cette représentation montre l'extension des bancs de l'unité U3 et l'orientation de leur fonctionnement (Ouest-Est).	60
Figure III-13 : profils sismiques et leurs interprétations de la partie Nord et Est du secteur baie. A) profils sismiques orientés Ouest-Est ; B) profils sismiques orientés Nord-Sud ; C) représentation en « 3D » de ces profils mettant en évidence la répartition spatiale des unités sismiques.	61
Figure III-14 : Profil sismique THR Montest 15 et son interprétation.	63
Figure III-15 : Profils sismiques THR Baimont 03 et Cancal 09 et leurs interprétations.	68
Figure III-16 : Profils sismiques THR Cancal 54 et Estu 21 et leurs interprétations.	69
Figure III-17 : Profil sismique THR Montest 19, Montest 17 et Montest 21 et leurs interprétations.	70
Figure III-18 : Profil sismique THR Sbmsm 07 et son interprétation.	71
Figure III-19 : Profil sismique THR Montest 28 et son interprétation.	71
Figure III-20 : Représentation « 3D » des profils sismiques présentés dans le secteur estuarien.	73
Figure III-21 : Profils sismiques THR Jullou 13 et Montest 31 et leurs interprétations.	79
Figure III-22 : Profils sismiques THR Jullou 06 et Montest 06 et Jullou 08 et leurs interprétations	81
Figure III-23 : Représentation en «3D » des profils sismiques au large de Jullouville mettant en évidence la progradation des bancs.	83
Figure III-24 : Profils sismiques THR Sbmsm 01 et Sbmsm 02 et leurs interprétations.	84
Figure III-25 : Profil sismique THR Jullou 12 et son interprétation.	85
Figure III-26 : Profils sismiques THR Champeaux 08 et Champeaux 11 et leurs interprétations.	86
Figure III-27 : Illustrations des différentes signatures acoustiques reconnues au cours de l'analyse des différents profils sismiques.	88
Figure III-28 : Carte présentant les différentes zones géographiques où ont été reconnues les zones de gaz.	89
Figure III-29 : Synthèse des différentes géométries du prisme sédimentaire, identifiées selon les différents environnements de dépôts de la Baie du Mont-Saint-Michel.	93
Figure IV-1 : Photographies illustrant la mise en place et l'utilisation du carottier terrestre.	95
Figure IV-2 : Schéma représentant les différentes parties composant le carottier terrestre.	96

DYNAMIQUE DE CONSTRUCTION D'UN PRISME SEDIMENTAIRE LITTORAL EN REGIME MEGATIDAL
(LA BAIE DU MONT-SAINT-MICHEL)

Figure IV-3 : Cartographie des carottes prélevées en zones intertidales dans la Baie du Mont-Saint-Michel.	97
Figure IV-4 : Photographies illustrant la mise en place et l'utilisation de la sondeuse.	96
Figure IV-5: Log sédimentologique de la carotte Cherrueix 4 prélevée dans la partie inférieure du sand flat et interprétations en terme d'environnement de dépôt et d'énergie.	103
Figure IV-6 : Comparaison des chenaux principaux de l'estuaire du Couesnon entre le début du XIX ^{ème} siècle et l'actuel.	104
Figure IV-7 : Localisation et log sédimentologique de la carotte Cherrueix 2 prélevée en milieu d'estran du sand flat.	106
Figure IV-8 : Représentation schématique d'une séquence sédimentaire de Cherrueix 2 illustrant l'évolution des conditions de dépôt par une diminution de l'énergie du milieu.	107
Figure IV-9 : Localisation et log sédimentologique de la carotte Cherrueix 3 prélevée sur la partie haute du sand flat.	108
Figure IV-10 : Essai de corrélation entre les séquences sédimentaires reconnues le long du transect de Cherrueix. Chaque log lithologique est associé aux images photographiques et scanner et à la courbe de densité (gamma ray).	111
Figure IV-11 : Localisation et log sédimentologique de la carotte Hirel 1 prélevée dans la zone médiane de l'estran.	114
Figure IV-12 : système de banquettes et seillons ornés de rides de courant (jusant). Slikke du Vivier-sur-Mer (photo B. Caline, 1982).	113
Figure IV-13 : Images scanner extraites de Hirel 01, illustrant les structures sédimentaires associées au système de banquettes et de seillons.	115
Figure IV-14 : A) schéma illustrant l'affaissement de la berge d'un chenal tidal avec formations de galets mous et de blocs détachés ; d'après Bajard (1966). B) photographie illustrant le phénomène d'effondrement de petits blocs sur le flanc d'une banquette ou d'un chenal.	115
Figure IV-15 : A) localisation du prélèvement de Hirel 02. B) système de « ramp » (ridges and grooves) à l'extrémité d'une ancienne vasière en érosion. C) sillons d'érosion associés au charriage de débris coquilliers.	116
Figure IV-16 : Localisation et log sédimentologique de Hirel 2 prélevée en haut de l'estran.	117
Figure IV-17 : Illustrations de faciès de washover et de vasière d'arrière cordon par imagerie scanner et photographies.	118
Figure IV-18 : Localisation et log sédimentologique de la carotte Hirel 3 prélevée dans la vasière d'arrière cordon.	119
Figure IV-19 : Corrélations entre les carottes Hirel 02 et Hirel 03 associées au système de cordon coquillier et de vasière d'arrière barrière.	120
Figure IV-20 : Localisation et log sédimentologique de la carotte de St Benoît 1 prélevée au milieu de l'estran.	122
Figure IV-21 : Images scanner illustrant la succession sédimentaire du fond de chenal à l'accrétion de haute slikke.	123
Figure IV-22 : Localisation et log sédimentologique de la carotte de St Benoît 2 prélevée sur la partie supérieure de l'estran.	124

DYNAMIQUE DE CONSTRUCTION D'UN PRISME SEDIMENTAIRE LITTORAL EN REGIME MEGATIDAL
(LA BAIE DU MONT-SAINT-MICHEL)

Figure IV-23 : Carte géomorphologique des marais de Dol.	125
Figure IV-24 : Image scanner illustrant des figures sédimentaires de haute énergie au sein de la succession sédimentaire de la carotte St Benoît 3.	126
Figure IV-25 : Localisation et log sédimentologique de la carotte de St Benoît 3 prélevée sur la partie supérieure de l'estran.	127
Figure IV-26 : Localisation et lithologie du sondage à la tarière réalisé sur le haut estran de Saint-Benoît-des-Ondes.	128
Figure IV- 27 : Localisation et log sédimentologique de la carotte de Cancale 1 prélevée en baie de Cancale.	130
Figure IV- 28 : Localisation et log sédimentologique de la carotte de Cancale 2 prélevée en baie de Cancale au Sud de Cancale 1.	131
Figure IV- 29 : Localisation des carottes prélevées dans le secteur estuarien de la Baie du Mont-Saint-Michel (cercles).	136
Figure IV-30- : Localisation et logs sédimentologiques des carottes prélevées le long du transect du Gué de l'Epine dans la zone externe de transition fluvio-tidale.	137
Figure IV-31 : A) Distribution spatiale actuelle des faciès sédimentaires au Gué de l'Epine. B) Séquence sédimentaire synthétique illustrant une succession complète de comblement de chenal estuarien.	139
Figure IV-32 : Localisation et logs sédimentologiques des carottes de l'estuaire interne (Argennes et Sée) appartenant à la zone méandriforme de transition fluvio-tidale de la Sélune et de la Sée.	141
Figure IV-33- : Localisation et logs sédimentologiques des carottes prélevées à Pontaubault dans la zone interne (rectiligne) de transition fluvio-tidale.	145
Figure IV-34 : Photographie aérienne de l'entrée du système estuarien interne.	144
Figure IV-35 : Localisation et logs sédimentologiques des carottes prélevées au Grouin du Sud et à Rivage à l'entré du système estuarien interne .	147
Figure IV-36 : Localisation et log sédimentologique de la carotte Salines 2 prélevée dans la zone estuarienne anciennement occupée par le Couesnon.	149
Figure IV- 37 : Essai de corrélation des séquences sédimentaires entre les carottes de l'estuaire interne.	151
FigureIV-38 : Photographie illustrant les différents environnements de dépôt associés à la passe tidale et à la formation des crochons à l'extrémité Sud de la flèche sableuse de Dragey.	153
Figure IV-39 : Localisation et log sédimentologique du sondage à tarière Dragey réalisé dans la dépression d'arrière barrière à proximité de Dragey 1.	154
Figure IV-40 : Localisation et log sédimentologique de la carotte Dragey 1 prélevée dans la dépression d'arrière barrière.	155
Figure IV-41 : Localisation et log sédimentologique de la carotte Dragey2 prélevée en bas de plage.	156
Figure IV-42 : Photographies illustrant le contact abrupt entre des faciès sédimentaires distincts, témoignant de la mixité des processus hydrodynamiques le long d'une partie du littoral Nord-Est de la Baie du Mont-Saint-Michel (ici à Dragey).	157

DYNAMIQUE DE CONSTRUCTION D'UN PRISME SEDIMENTAIRE LITTORAL EN REGIME MEGATIDAL (LA BAIE DU MONT-SAINT-MICHEL)

Figure IV-43 : Localisation et log sédimentologique de la carotte Dragey 3 prélevée sur la zone estuarienne adjacente au système d flèche sableuse.	158
Figure IV-44 : Localisation et log sédimentologique de la carotte St Jean 1 prélevée sur la plage de Saint-Jean-le-Thomas.	160
Figure IV-45 : Localisation et log sédimentologique de la carotte St Jean 2 prélevée sur le domaine estuarien externe adjacent à la plage de Saint-Jean-le-Thomas.	161
Figure IV-46 : Localisation et log sédimentologique de la carotte St Jean 3 prélevée sur la plage de Saint-Jean-le-Thomas.	162
Figure IV-47 : Localisation et log sédimentologique de la carotte St Jean 4 prélevée sur le domaine estuarien externe adjacent à la plage de Saint-Jean-le-Thomas.	163
Figure IV-48 : Localisation et log sédimentologique de la carotte St Jean 5 prélevée sur la plage de Saint-Jean-le-Thomas.	164
Figure IV-49 : Photographies du littoral de Saint-Jean-le-Thomas illustrant la surface de ravinement par la houle, où se situe des pavages de galets, et les corps estuariens reposant sur la surface de ravinement tidal.	165
Figure IV-50 : Représentation synthétique des carottes du secteur « baie » associée aux données chronologiques des séquences sédimentaires	169
Figure IV-51 : Log synthétique illustrant la chronologie des séquences sédimentaires décrites dans le secteur « baie ».	171
Figure IV-52 : Représentation synthétique des carottes de la zone estuarienne associée aux données chronologiques des séquences sédimentaires.	172
Figure IV-53 : Comparaison de photographies aériennes illustrant les variations de position du chenal tidal principal du système estuarien interne (Gué de l'Epine).	173
Figure IV-54 : Log synthétique illustrant la chronologie des séquences sédimentaires décrites dans le secteur estuarien.	174
Figure IV-55 : Représentation synthétique des carottes du littoral NE associée aux données chronologiques des séquences sédimentaires.	175
Figure IV-56 : Log synthétique illustrant la chronologie des séquences sédimentaires décrites dans le secteur littoral NE.	176
Figure V-1 : Cartographie des différents profils sismiques, des carottes sédimentaires et des sondages du SEUM.	180
Figure V-2 : Lithologie des sondages à la lance réalisés par le SEUM (Service d'Etudes des Usines Marémotrices, EDF) dans les secteurs « baie » et estuarien de la baie du Mont-Saint-Michel en 1951.	181
Figure V-3 : Corrélations sismiques / sondages dans le secteur « baie ».	185
Figure V-4 : corrélation sismique / sondage dans le secteur estuarien entre le profil sismique Gran 03 et le sondage SEUM 103.	188
Figure V-5 : Corrélation sismique / carotte dans le sous-secteur de Saint-Jean-le-Thomas entre le profil sismique Gran 51 et la carotte St Jean 2.	190

DYNAMIQUE DE CONSTRUCTION D'UN PRISME SEDIMENTAIRE LITTORAL EN REGIME MEGATIDAL
(LA BAIE DU MONT-SAINT-MICHEL)

Figure V-6 : Corrélation sismique / carottes dans le sous-secteur de Saint-Jean-le-Thomas entre le profil sismique Gran 53 et les carottes St Jean 1, St Jean 5, St Jean 3 et Dragey 2.	191
Figure V-7 : Modèles architecturaux du prisme sédimentaire de la baie du Mont-Saint-Michel.	197
Figure VI-1 : Représentation schématique du potentiel de préservation des séquences sédimentaires et du temps dans le système estuarien de la Baie du Mont-Saint-Michel et sur son littoral NE exposé.	205
Figure VI-2 : Log synthétique illustrant les différents cycles sédimentaires reconnus le long du Littoral NE.	208
Figure VI-3 : Architecture interne des bancs sableux au large de Jullouville illustrant différentes phases d'aplanissement des séquences de progradation des corps.	209
Figure VI-4 : Log synthétique illustrant les différentes séquences sédimentaires reconnues au niveau du sand flat de la « baie ».	210
Figure VI-5 : Incisions tidales reconnues dans la partie Ouest de la « baie » résultant des vidanges exceptionnelles des marais maritimes en arrière des barrières littorales.	211
Figure VI-6 : Corrélation des différents changements environnementaux d'origine climatique, enregistrés dans le secteur « baie » et le long du littoral NE de la Baie du Mont-Saint-Michel.	212
Figure VI-7 : Synthèse des changements environnementaux enregistrés le long de la péninsule ibérique en relation avec les « cool events de Bond <i>et al.</i> (1997) (Zazo <i>et al.</i> , 2007)	214
Figure VI-8 : Représentations des conditions climatiques autour du globe, issues de multiples études et proxies différents. Chaque carte représente une période associée à un Changement Climatique Rapide (Mayewski <i>et al.</i> , 2004).	215
Figure VI-9 : A) conditions climatiques associées aux phases de NAO positive ; B) conditions climatiques associées aux phases de NAO négative. http://Ideo.columbia.edu/NAO/	217
Figure C-1 : « Modèle » conceptuel illustrant l'organisation stratigraphique (cortèges et surfaces) du remplissage sédimentaire d'un environnement mégatidal et la préservation du temps et des séquences sédimentaires le composant.	221

Introduction générale

Les littoraux sont considérés comme des milieux stratégiques dont les enjeux répondent à une demande sociétale accrue en raison d'une densification de la population, d'une urbanisation croissante et d'un fort potentiel économique. Ces environnements correspondent aussi à des zones d'interface terre-mer soumises à des aléas qui les rendent vulnérables (érosion des plages, effondrement des falaises, submersion marine, ...). Cette vulnérabilité est d'autant plus inquiétante compte tenu des prévisions climatiques futures, et de la remontée accrue du niveau marin. Pour cette raison, les études sur les environnements côtiers se multiplient, avec un objectif commun : une meilleure prédiction de leur évolution afin d'optimiser leur gestion (comme par exemple, la mise en place d'une stratégie européenne de gestion intégrée des zones côtières, GIZC).

L'évolution des littoraux ne se limitant pas à celle de la ligne de rivage, des études plus globales pour la comprendre et la modéliser sont nécessaires : spatialement, en intégrant le domaine d'avant-côte et les zones humides connexes ; temporellement, en étudiant le mode de construction à travers le temps. Le but de ces études intégrées à l'échelle d'un bassin sédimentaire est de définir les mécanismes qui sont à l'origine des évolutions enregistrées par un système littoral, ceci afin de répondre en particulier aux questions suivantes : **les littoraux sont-ils capables de « s'ajuster » face aux changements climatiques et/ou eustatiques ou peuvent-ils être sujets à des modifications irréversibles ?**

C'est dans cette problématique que s'inscrit ce travail de thèse. La Baie du Mont-Saint-Michel est un site d'étude remarquable pour la compréhension et l'estimation de l'influence des forçages à l'origine des changements environnementaux côtiers majeurs. Elle présente à ce titre de multiples originalités : 1) Elle est localisée en bordure d'une plate-forme épicontinentale (système Manche) tectoniquement stable (facteur "subsidence" négligeable) et pauvre en sédiments (facteur "apports" sensible) ; 2) Elle est soumise à un régime mégatidal (forçages hydrodynamiques exacerbés) ; 3) elle appartient au NW de la France, soumis à un régime climatique bien défini (NAO⁺, NAO⁻) ; 4) c'est un système côtier composite constitué de plusieurs milieux de dépôt (baie, estuaire, barrière littorale).

Le remplissage sédimentaire de la Baie du Mont-Saint-Michel a déjà fait l'objet de nombreuses études. Les marais de Dol ainsi que les successions sédimentaires à l'Est et au Nord, ont été étudiés dans les années 1970 à l'aide de forages afin de reconstituer les étapes du comblement de la Baie au cours de la transgression holocène. Ces travaux (Morzadec-Kerfourn, 1974 ; Clet-Pellerin *et al.*, 1981) présentent une évolution du remplissage sédimentaire en plusieurs étapes contrôlées par des variations du niveau marin à haute fréquence (cf. synthèse in L'Homer *et al.*, 2002). Cette courbe reconstituée de remontée du niveau marin, ponctuée par de nombreuses fluctuations positives et négatives, a alors suscité plusieurs questions : **les changements environnementaux enregistrés dans le prisme sédimentaire peuvent-ils trouver leur origine uniquement par des variations eustatiques à haute fréquence depuis 6500 ans BP (conditions de haut niveau marin) ? Peut-on dissocier l'action liée aux variations du niveau marin absolu de celle associée aux fluctuations climatiques à haute fréquence ?**

Afin de tenter de répondre à ces questions, ce travail de thèse s'est intéressé à l'étude du prisme sédimentaire préservé dans sa partie actuellement marine (zones intertidales et subtidales) de la Baie du Mont-Saint-Michel. La démarche scientifique est basée sur une étude, à l'échelle du bassin, de la géométrie et de la nature du prisme, afin de définir aussi précisément que possible les différents facteurs allocycliques et/ou autocycliques qui contrôlent la dynamique de construction de ce prisme. L'étude géométrique du remplissage, conduite en utilisant les principes de stratigraphie séquentielle, a pour objectif de définir les spécificités architecturales du comblement de ce système mégatidal,

Introduction

composé de plusieurs domaines morpho-sédimentaires contrastés. L'étude sédimentologique, couplée aux données chronologiques, est menée dans le but de définir la nature et le moteur de mise en place (climat, variation du niveau marin,...) des différentes séquences sédimentaires qui composent le prisme dans les divers environnements de la Baie, et également d'appréhender leur potentiel de préservation au cours du remplissage. L'ensemble des résultats doit nous permettre de définir plus précisément les facteurs qui sont à l'origine de changements environnementaux majeurs dans ce type de système côtier et mieux estimer (voire quantifier) la vulnérabilité de chaque type d'environnement de dépôt (baie, estuaire, barrières littorales) soumis au cours du temps à des aléas de nature et d'origine différente.

Le manuscrit s'organise selon trois parties :

Partie 1 : Etat des connaissances

Le chapitre I présente un état des connaissances sur les différents forçages et mécanismes à l'origine des changements environnementaux côtiers, ainsi qu'une revue des fluctuations climato-eustatiques à haute fréquence enregistrées le long des littoraux européens au cours de la période holocène. Il permet également de présenter les différents modèles de faciès et de remplissage des principaux environnements côtiers.

Le chapitre II propose une présentation de la zone d'étude, la Baie du Mont-Saint-Michel, en décrivant son histoire holocène et les différents domaines morpho-sédimentaires qui la composent aujourd'hui.

Partie 2 : Résultats

Le chapitre III présente l'ensemble des résultats de sismique THR acquis au cours de cette thèse sur l'ensemble de la Baie du Mont-Saint-Michel.

Le chapitre IV expose les résultats des analyses sédimentologiques effectuées sur les carottes prélevées dans la Baie.

Partie 3 : Interprétations et discussion

Le chapitre V fournit une corrélation entre les résultats sismiques et sédimentologiques et propose un "modèle" d'organisation stratigraphique du remplissage de la Baie tenant compte des différents domaines morpho-sédimentaires

Le chapitre VI discute du modèle stratigraphique de la Baie en le comparant à d'autres systèmes estuariens macrotidaux. Il permet également de discuter du problème de la préservation et de l'origine des différentes séquences qui composent le remplissage des environnements soumis à de fortes marées.

Partie 1

Cette première partie se compose de deux chapitres. Le chapitre I a pour objectif de présenter les différents forçages à l'origine de l'évolution des littoraux et les réponses environnementales associées. Il s'agit aussi de présenter un état de l'art sur les caractéristiques principales des « modèles stratigraphiques » (géométrie et faciès) associés à des environnements de dépôt côtiers bien précis : baie, estuaire, système de barrière littorale. Le chapitre II présente la zone d'étude de ce travail, la Baie du Mont-Saint-Michel, au travers de ses différents environnements de dépôt actuels et de son histoire holocène.

Chapitre I : Les changements environnementaux côtiers : forçages et mécanismes

Chapitre II : La Baie du Mont-Saint-Michel

Chapitre I

Les changements environnementaux côtiers : forçages et mécanismes

I-1 Introduction	3
I-2 Les différents facteurs à l'origine de l'évolution des littoraux	4
I-2.1 Les variations du niveau marin	4
I-2.2 Les variations climatiques à haute fréquence : modes, mécanismes et conséquences sur les forçages	5
I-3 Evolutions environnementales au cours de la période Holocène : Influence du forçage climato-eustatique	8
I-3.1 Remontée rapide du niveau marin (11500-6000 ans BP) : contexte transgressif	9
I-3.2 Remontée lente du niveau marin (6000 ans BP -Actuel) : contexte de haut niveau marin	10
I-4 Evolution et préservation des corps sédimentaires littoraux : apport de la stratigraphie séquentielle	15
I-4.1 Rappel des principes de la stratigraphie séquentielle	15
I-4.2 Vallée incisée et système estuarien	16
I-4.3 Système de barrières littorales sableuses	19
I-4.4 Système de baie	21

I-1 Introduction

Les morphologies côtières sont multiples et résultent de la combinaison de nombreux facteurs d'ordre géologiques et dynamiques. Ces milieux sont, pour les littoraux meubles, le plus souvent classés selon la nature des facteurs dynamiques. Ainsi, Boyd *et al.* (1992) présentent une classification des systèmes côtiers détritiques basée sur la morphologie, la tendance évolutive de l'environnement et sur les processus dynamiques dominants (la marée, la houle et les apports fluviaux) (Figure I-1). Cette classification met en évidence deux groupes d'environnements de dépôt : des systèmes progradants où les apports sédimentaires supplantent les variations du niveau marin (deltas), et des systèmes « transgressifs » qui résultent d'une variation positive du niveau marin. Ces derniers progradent ou rétrogradent selon le rapport entre les apports sédimentaires et le taux de remontée du niveau marin (estuaires, lagunes) (Dalrymple *et al.*, 1992 ; Boyd *et al.*, 1992). Dans le cadre de cette étude, nous nous intéresserons aux environnements côtiers définis comme « transgressifs » par Boyd *et al.* (1992). Leur évolution est fonction de différents paramètres d'origines statiques (géologiques) ou dynamiques (niveau marin et climat). Il est donc indispensable de bien définir ces facteurs afin d'appréhender au mieux leurs effets sur les changements environnementaux.

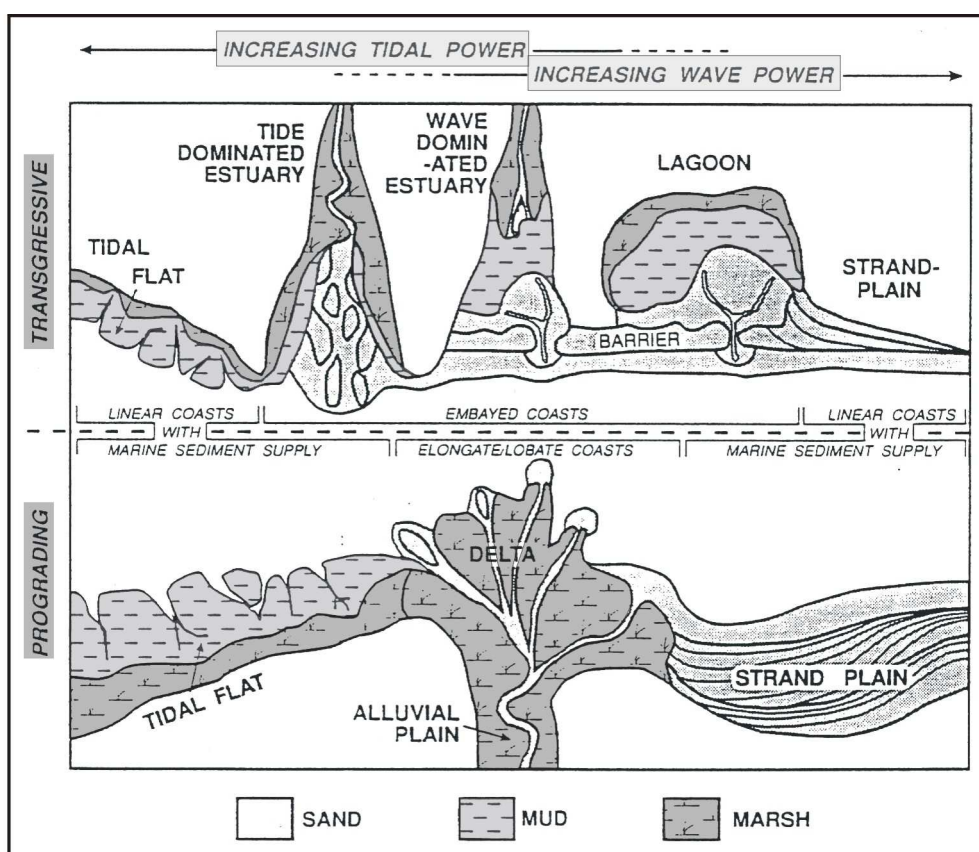


Figure I-1 : Classification des environnements côtiers selon les processus hydrodynamiques dominants. Boyd *et al.* (1992).

I-2 Les différents facteurs à l'origine de l'évolution des littoraux

L'évolution des littoraux au cours du temps se traduit par une translation de la ligne de rivage :

1) vers le continent, il s'agit d'une rétrogradation des faciès sédimentaires caractéristique d'un contexte transgressif ;

2) vers le large, il s'agit d'une progradation des faciès sédimentaires caractéristique d'un contexte régressif.

Les variations de la ligne de rivage résultent de plusieurs facteurs de contrôle agissant à des échelles spatio-temporelles différentes, allant de l'événement à l'échelle des temps géologiques (Cowell et Thom, 1994 ; Masselink et Hughes, 2003). A l'échelle géologique, les variations du niveau marin relatif (transgression/ régression) contribuent à créer ou détruire l'espace disponible (accommodation) d'un milieu sédimentaire. La « consommation » de cet espace d'accommodation par les apports sédimentaires est à l'origine des variations de la position de la ligne de rivage (progradation/ rétrogradation) (Boyd *et al.*, 1992 ; Catuneanu, 2002) (Figure I-2).

I-2.1 Les variations du niveau marin

Les facteurs allocycliques ou globaux sont à l'origine des variations du niveau marin absolu (eustatisme). Lorsque ces derniers sont associés aux facteurs autocycliques (facteurs isostatiques et énergie du milieu), ils sont à l'origine des variations du niveau marin relatif. Les facteurs autocycliques englobent des phénomènes régionaux tels que les mouvements crustaux issus des variations de charges sédimentaires ou hydrauliques, et des phénomènes locaux comme la subsidence engendrée par la compaction des sédiments, l'hydrologie ou l'énergie hydrodynamique (marée, houle) (Catuneanu, 2002) (Figure I-2).

A l'échelle du Quaternaire Terminal, le facteur allocyclique dominant responsable des variations du niveau marin absolu correspond au glacio-eustatisme. Ce facteur se définit par la formation et la destruction des calottes glaciaires faisant varier la quantité d'eau libre dans les océans. Ces variations du niveau marin sont initiées par des cycles climatiques de périodicités différentes. Milankovitch met en évidence en 1941 une relation entre la variabilité des cycles orbitaux et la cyclicité des crises climatiques. Cette variabilité des paramètres astronomiques engendre des variations de l'énergie solaire reçue par la Terre. Ces variations d'insolation se traduisent par des variations climatiques de périodicité différente (100 ka, 40 ka et 20-23 ka) selon qu'il s'agisse de la variation de l'excentricité, de la variation de l'obliquité ou de la précession des équinoxes (Milankovitch, 1941 ; Wöppelman, 1997). Ces cycles orbitaux seraient responsables de la succession de périodes glaciaires et interglaciaires marquées par d'importantes fluctuations du niveau marin (en particulier depuis 800 Ka). Ce phénomène invoqué pour les variations eustatiques de 5^{ème}, 6^{ème} et 7^{ème} ordre, est rapide et de forte amplitude.

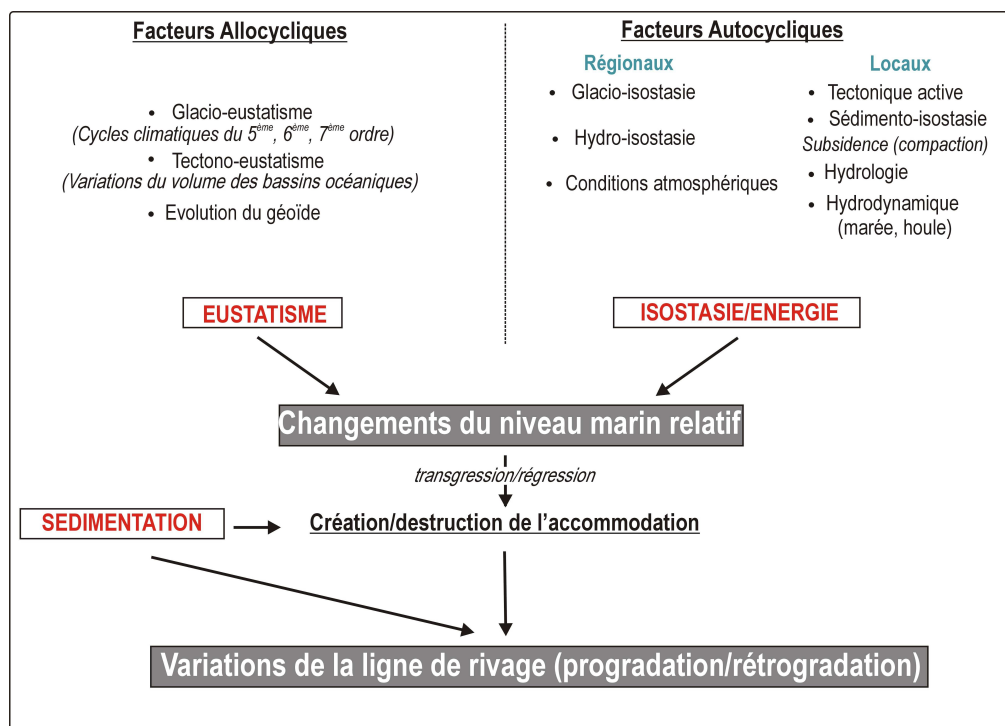


Figure I-2 : Les facteurs allocycliques et autocycliques à l'origine des variations du niveau marin relatif. Impacts sur les variations de la ligne de rivage.

Il existe cependant des variations du niveau marin de plus faible amplitude, mais de plus hautes fréquences, initiées par des variations climatiques plus ténues (Banerjee, 2000 ; Baker et Haworth, 2000b). De nombreuses études paléo-environnementales ont mis en évidence des changements environnementaux induits par des crises climatiques de haute fréquence au cours de l'Holocène. Les variations climatiques sont donc considérées comme un facteur essentiel de l'évolution des littoraux.

I-2.2 Les variations climatiques à haute fréquence : modes, mécanismes et conséquences sur les forçages

Différentes études isotopiques et géochimiques menées sur les carottes de glace au Groënland et sur des carottes sédimentaires océaniques, associées à l'étude des IRD (Iced Rafted Debris) ont révélé des variations climatiques d'échelle millénaire au cours de l'Holocène (Bond *et al.*, 1997 ; Broecker, 2000 ; Bond *et al.*, 2001).

Agents de forçage

L'utilisation des isotopes cosmogéniques ^{14}C et ^{10}Be (marqueurs de l'activité solaire) permettent de mettre en évidence des variations de l'activité solaire au cours des temps (Bard *et al.*, 1997 ; van Geel *et al.*, 1999 ; Lean *et al.*, 2002 ; Wefer *et al.*, 2002) et par conséquent des variations du bilan radiatif de la Terre se traduisant par des modifications climatiques (par exemple, le minimum de Maünder correspond au Petit Age Glaciaire, Figure I-3). Un autre facteur responsable de ces variations climatiques à haute fréquence correspond à l'activité volcanique. L'injection dans la stratosphère de gaz soufré peut engendrer un forçage négatif important, de courte durée, mais susceptible d'entraîner des épisodes de refroidissement significatif à l'échelle planétaire (Bertrand,

2004). Les variations climatiques millénaires impliquent aussi des mécanismes à plus long terme tels que la circulation thermohaline ou le couplage océan-atmosphère (Keigwin, 1996 ; Broecker, 2000 ; deMenocal *et al.* 2000). Ces facteurs ont permis d'expliquer les variations climatiques d'ordre millénaire enregistrées au cours de l'Holocène, le volcanisme restant négligeable pour cette période.

Périodicités des cycles climatiques

Un intervalle climatique de l'ordre de 2000-2800 ans est présenté par Allen et Anderson (1993). Plusieurs auteurs ont mis en évidence une cyclicité climatique de 1400-1500 ans (basée sur diverses études : températures des surfaces océaniques (SST), Stalagmites, $\delta^{14}\text{C}$) (Bond *et al.*, 1997 ; Mayewski *et al.*, 1997 ; Stuiver *et al.*, 1997 voir van Geel *et al.*, 1999 ; Niggemann *et al.*, 2003) et une cyclicité de 950 ans associée aux variations de flux solaire (Bianchi et McCave, 1999). Desprat *et al.* (2003) mettent en évidence au Nord-Ouest de la péninsule ibérique, une cyclicité climatique correspondant à une amplitude thermique d'environ 1°C , et liée à une succession de périodes chaudes et froides connues à la période fini-Holocène : la période chaude Gallo-Romaine, l'épisode froid du « Dark Age », la période chaude Médiéval et le Petit Age Glaciaire (Figure I-3). Mayewski *et al.*, (2004) propose une synthèse des changements climatiques rapides qui se sont déroulés au cours de la période Holocène.

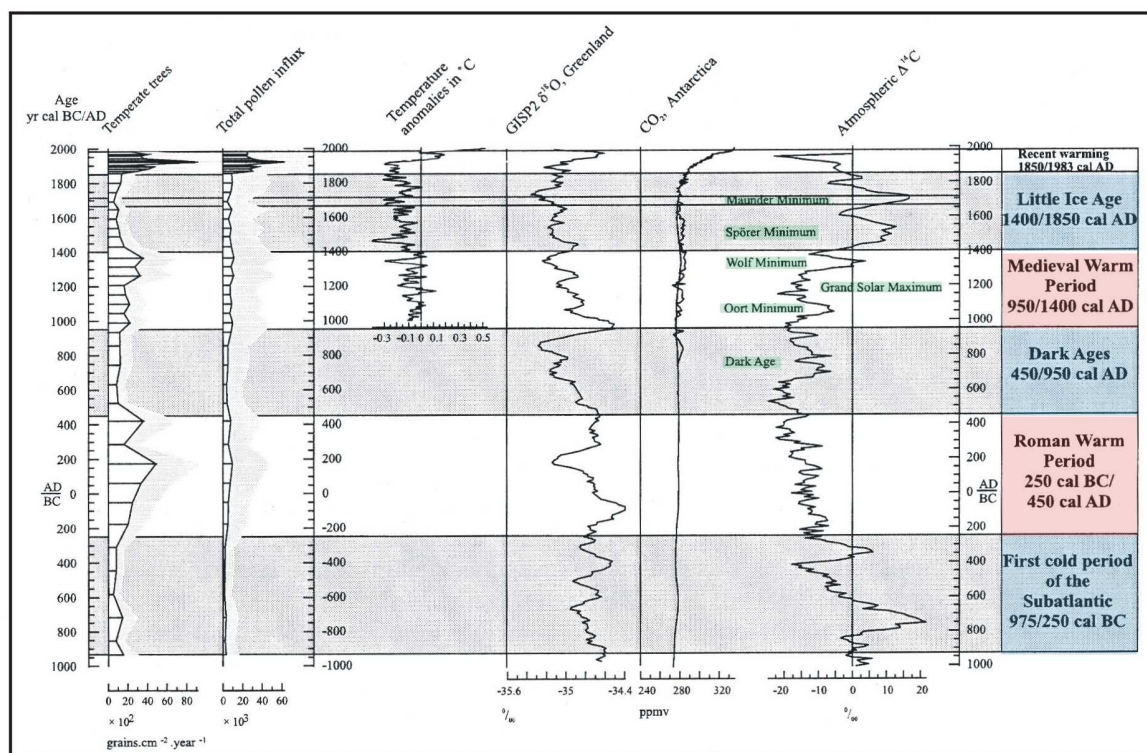


Figure I-3 : Figure issue des travaux de Desprat *et al.* (2003) : Comparaison des flux polliniques de la péninsule ibérique (NW) aux variations de températures de l'hémisphère Nord mis en évidence par Mann *et al.* (1999), aux variations du $\delta^{18}\text{O}$ enregistrées dans les glaces du Groënland (GISP2), aux variations de la concentration en CO_2 des glaces de l'Antarctique (Barnola, 1999), aux variations du $\Delta^{14}\text{C}$ obtenus dans le cadre du programme INTCAL 98 (Stuiver *et al.*, 1998) (en vert, les pics négatifs ou positifs d'activité solaire. Noter la correspondance entre le minimum de Maunder et le Petit Age Glaciaire). La colonne de droite présente les différentes successions climatiques mises en évidence dans le NW ibérique.

Influence du climat sur l'évolution des milieux côtiers

Les changements climatiques agissent directement ou indirectement sur tous les facteurs qui contrôlent les évolutions environnementales en milieu côtier parmi lesquels les variations du niveau marin relatif et les apports sédimentaires (Fernandez-Salas *et al.*, 2003).

1) les variations du niveau marin : une hausse de la température atmosphérique et océanique peut conduire à des pulses transgressifs (Baker et Haworth, 2000a ; Banerjee., 2000 ; Lowrie et Fairbridge, 1991 ; Fernandez-Salas *et al.*, 2003) par exemple, l'oscillation du niveau marin la plus récente est associée au cycle climatique lié à la période chaude Médiévale et au Petit Age Glaciaire (Roberts, 1998 ; Broecker, 2000 ; Fernandez-Salas *et al.*, 2003). Les périodes froides peuvent quant à elles correspondre à une avancée des glaciers (Bradley, 2003) pouvant engendrer une baisse du niveau marin absolu.

2) les apports sédimentaires : une augmentation des précipitations peut conduire à une augmentation du drainage des bassins versants et par conséquent accroître les apports sédimentaires aux milieux côtiers (Somoza *et al.*, 1998). Par ailleurs, les changements climatiques sont parfois à l'origine de modifications de la circulation atmosphérique induisant des changements dans l'évolution des tempêtes (fréquence et intensité) à court et moyen terme. Les variations des tempêtes ont un effet direct sur les apports sédimentaires (dérive littorale) et sur l'augmentation de l'érosion côtière (Zazo *et al.*, 1994 ; Lario *et al.*, 1995 ; Dawson *et al.*, 2004).

La variation du niveau marin et les variabilités climatiques ont une influence globale sur l'évolution des littoraux, cependant l'interaction des facteurs autocycliques à l'échelle régionale ou locale jouent un rôle majeur sur l'évolution des morphologies côtières (Figure I-4), comme nous l'avons vu précédemment dans la classification de Boyd *et al.* (1992) et également décrit par Swift et Thorne (1991). L'influence de ces différents forçages (globaux ou locaux) est-elle constante au cours des temps ? Plusieurs études basées sur des analyses sédimentologiques, micro-faunistiques et - floristiques des prismes sédimentaires littoraux ont permis de mettre en évidence l'évolution de l'influence de ces forçages au cours de la période Holocène (exemple de synthèse dans Zazo *et al.*, 2007).

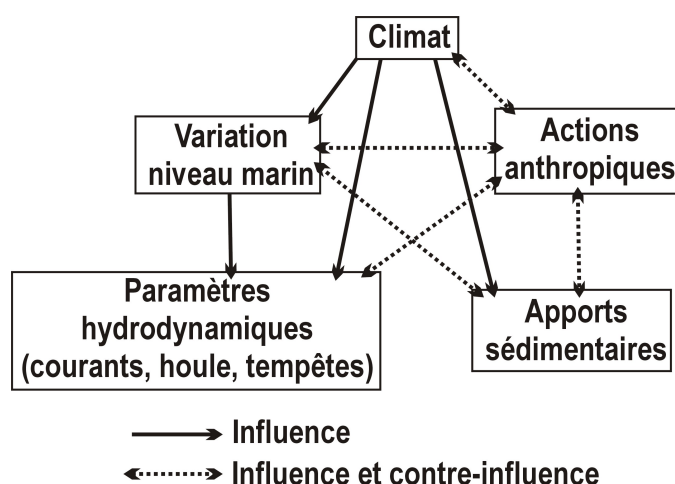


Figure I-4 : Interactions entre les différents facteurs à l'origine des évolutions morphologiques côtières.

I-3 Evolutions environnementales au cours de la période Holocène : Influence du forçage climato-eustatique.

Le dernier maximum glaciaire (LGM : Late Glacial Maximum) est atteint vers 22 000 ans BP et correspond à une période de bas niveau marin (-130 m), puis, vers 14 000 ans BP, la déglaciation s'amorce suite à un réchauffement climatique. Les conséquences directes de ce réchauffement sont la fonte massive des glaces aux pôles induisant la remontée du niveau marin. Cette disparition des calottes de glace déclenche des réajustements crustaux sous la forme d'un rebond isostatique dans certaines régions. Cette déglaciation est interrompue par une période froide : le Younger Dryas entre 13000 ans BP et 11500 ans BP (Roberts, 1998). Le réchauffement se poursuit au cours de l'Holocène à partir de 11500 BP (Roberts, 1998) et se traduit par une transgression marine : la transgression Holocène. A partir de l'étude des coraux, de nombreux auteurs ont pu construire des courbes de remontée du niveau marin à l'échelle globale, les plus utilisées étant celles de « Fairbridge (1961) », Fairbanks (1989) (coraux de la Barbade) et Bard *et al.* (1996) (coraux de Tahiti). (Figure I-5). Elles ont fait l'objet de nombreux débats (Stanley, 1995).

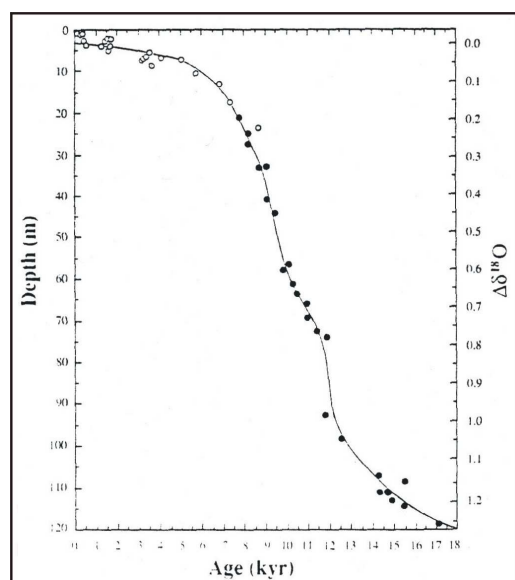


Figure I-5 : courbe de remontée du niveau marin à la Barbade réalisée par Fairbanks (1989). Les âges sont exprimés en âges ^{14}C corrigés de l'effet réservoir (400 ans). Les données âges/profondeur sont corrigées des effets locaux (tectonique). L'axe de droite représente les variations du $\delta^{18}\text{O}$ moyen des océans. Fairbanks, 1989.

○ : *A. palmata* (radiocarbon dated)

● : *A. palmata* (age-depth data)

Cependant, la remontée du niveau marin est un phénomène non uniforme et non synchrone au cours de l'Holocène (disparité géographique) (Mörner, 1987 ; Pirazzoli, 1991). Par conséquent, il existe des courbes à caractère régional (Ters, 1973 ; Jelgersma, 1961 ; Lambeck, 1997) (Figure I-6), basées sur des études sédimentologiques, micro-faunistique et floristique (en essayant de s'affranchir des problèmes de compaction) (Delibrias et Guillier, 1971 ; Ters, 1973 ; Van de Plassche, 1986 ; Lambeck, 1997). Ces courbes intègrent les facteurs autocycliques et permettent de relier les variations du niveau marin relatif. Par conséquent, elles présentent des divergences ; certaines montrent de nombreuses fluctuations au cours de la remontée (e.g. Fairbridge, 1961 ; Ters, 1973 ; Mörner, 1980) et d'autres présentent une remontée du niveau marin progressive (e.g. Jelgersma, 1961 ; Fairbanks, 1989).

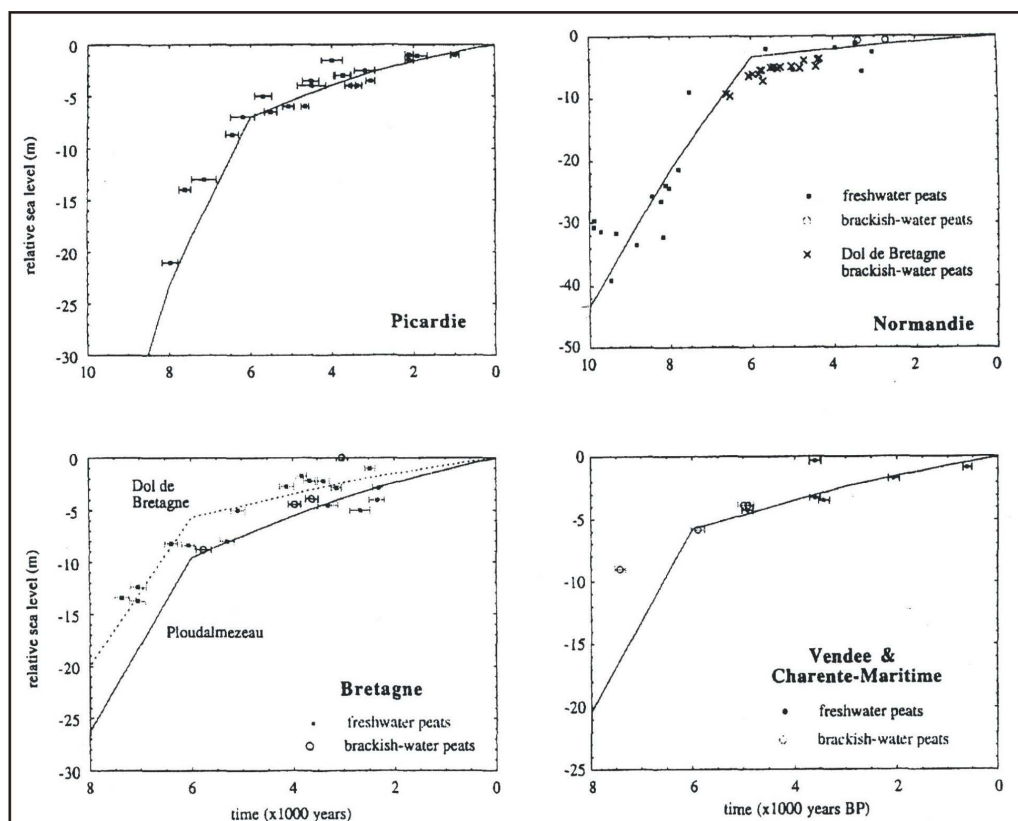


Figure I-6 : Variations du niveau marin reproduites par le modèle de Lambeck (1997) pour les régions de la façade Atlantique et du sud de la Manche en France. Pour la Picardie, les données sont basées sur des tourbes d'eaux douces ; pour les autres régions, il s'agit de données issues de tourbes d'eaux douces et saumâtres.

De façon générale, la transgression Holocène peut être définie selon deux grandes phases : une phase de remontée rapide ($\sim 10\text{mm/an}$) et une seconde phase de remontée plus lente ($\sim 1.5\text{ mm/an}$). De nombreux auteurs situent le point d'inflexion (Holocene maximum highstand) entre 6400 ans - 5600 ans BP (Mörner, 1999 ; Goy *et al.*, 2003 ; Shennan *et al.*, 2005 ; Moura *et al.*, 2007). Chacune de ces deux grandes phases est ponctuée par des événements eustatiques de plus faible amplitude et de plus courte période initiés par des variations climatiques à haute fréquence. Nous allons maintenant nous intéresser aux changements environnementaux associés à ces variations climato-eustatiques et à l'influence des forçages allocycliques et autocycliques au cours de ces deux phases eustatiques principales.

I-3.1 Remontée rapide du niveau marin (11500-6000 ans BP) : contexte transgressif

Au début de l'Holocène et jusqu'à 6000-5000 ans BP, toutes les courbes eustatiques présentent une rapide remontée du niveau marin résultant de la fonte massive des glaces. Le niveau marin varie de -120 m à -10 m sous le niveau actuel entre 18000 ans BP et 6000 ans BP (Fairbanks, 1989). Cette forte remontée est ponctuée par des épisodes à faibles taux de remontée comme au cours du Younger Dryas (refroidissement du climat entre 13000 ans BP et 11500 ans BP) et des périodes d'augmentation rapide du niveau marin tels que les « Melt-Water-Pulse » 1 et 2 (MWP-1/2) (datés

Chapitre I- Les changements environnementaux côtiers : forçages et mécanismes

respectivement à 12500 ans BP et 9500 ans BP). Bird *et al.*, (2007) évoquent également un fléchissement du taux de remontée centré à 7700 ans cal. BP d'une durée d'environ 500 ans.

Le principal facteur contrôlant les évolutions environnementales au cours de cette période est le glacio-eustatisme (Mörner, 1996b, 1999, 2004 ; Goy *et al.*, 1996 ; Long *et al.*, 2000 ; Dias *et al.*, 2000 ; Freitas *et al.*, 2002).

I-3.2 Remontée lente du niveau marin (6000 ans BP -Actuel) : contexte de haut niveau marin

Le niveau marin atteint pratiquement son niveau actuel vers 6000 ans BP. Le taux de remontée est alors compris entre 0.5 et 3.5 mm/an selon les régions (Fairbanks, 1989 ; Beets *et al.*, 1992 ; Van der Spek et Beets, 1992 ; Deny et Baeteman, 1995 ; Long et Hughes, 1995 ; Bard *et al.*, 1996). Les oscillations du niveau marin sont essentiellement issues de la redistribution des masses d'eau (Mörner *et al.*, 2004) et des variations climatiques. Les forçages dominants sont alors d'origine autocyclique dont les principaux sont : les apports sédimentaires, la néo-tectonique, l'hydrodynamisme, la dérive littorale, l'évolution du marnage, l'évolution du prisme tidal, la topographie, les activités humaines. La diminution du taux de transgression induit un nouveau rapport « apports sédimentaires/ accommodation » et permet la mise en place de nouvelles morphologies côtières tels que les barrières littorales (Bao *et al.*, 1999 ; Goy *et al.*, 1996 ; Regnaud *et al.*, 1996 ; Dias *et al.*, 2000). Boski *et al.* (2002) et Freitas (2002) montrent que la décélération de la montée du niveau marin est synchrone de la formation de flèches sableuses et d'îles barrières témoignant d'apports sédimentaires sous l'action des houles (Bao *et al.*, 1999). Ces formations sédimentaires confinent alors certains estuaires qui évoluent vers des environnements lagunaires. La création de ces nouveaux environnements plus ou moins protégés des apports détritiques marins massifs (lagunes et dépressions d'arrière-barrière) conduit au développement des tourbières (Long *et al.*, 1996 ; Spencer *et al.*, 1998 ; Boski *et al.*, 2002 ; Clavé, 2001). Certaines études mettent en relation le développement de ces tourbes avec une phase de stagnation du niveau marin entre 6000 et 3000 ans BP (Delenay et Devoy, 1995 ; Regnaud *et al.*, 1996 ; Clavé, 2001). Si les apports sédimentaires sont suffisants, les estuaires et les baies vont tendre à se combler et initier leur progradation.

- Vers 3000 ans BP, plusieurs études paléo-environnementales témoignent de changements environnementaux abrupts résultant d'événements dynamiques : l'activité éolienne s'accroît et les barrières littorales sont déstabilisées (Regnaud *et al.*, 1996 ; Long *et al.*, 1999 ; Clavé, 2001, Meurisse *et al.*, 2005 ; Moura *et al.*, 2007). La déstabilisation des barrières conduit à une invasion marine des dépressions d'arrière barrière (Spencer *et al.*, 1998 ; Long *et al.*, 1996). Cette évolution est avérée par l'arrêt de formation des tourbes (Allen, 2000a) et l'érosion tidale de ces dernières, comme par exemple aux Pay-Bas entre l'âge du Fer et la période Romaine (Baeteman *et al.*, 2002 ; Baeteman, 2005 ; Clavé, 2001).

Plusieurs auteurs associent ce changement environnemental à une modification des apports sédimentaires (facteur prépondérant au cours de cette période) (Long *et al.*, 1996).

Par ailleurs, diverses études portant sur les systèmes dunaires et les paléosols au Nord-Ouest de l'Europe, mettent en évidence une augmentation de la fréquence des tempêtes (Long et Hughes, 1995 ; Regnaud *et al.*, 1996 ; Clavé, 2001 ; Meurisse *et al.*, 2005) et une hausse de l'humidité (hausse du niveau des nappes phréatiques) (Clavé, 2001 ; Meurisse *et al.*, 2005) autour de 3000 ans BP. Cette période se marque parfois par une évolution des conditions hydrodynamiques comme le

Chapitre I- Les changements environnementaux côtiers : forçages et mécanismes

montre la mise en place du cordon coquillier de Richard (3000-2400 ans BP), chenier situé à l'entrée de la Gironde et traduisant une forte activité des houles (Clavé, 2001).

- Depuis 2000 ans BP, les études paléoenvironnementales témoignent d'une grande variabilité climatique marquée par une alternance de climat sec et de climat humide ponctuée respectivement par une phase de stabilisation et une phase de déstabilisation des barrières littorales (Clavé, 2001 ; Meurisse *et al.*, 2005). Les 2000 dernières années correspondent à une alternance (plusieurs centaines d'années) de périodes chaudes et froides : la Période « chaude Gallo-Romaine », la période froide du « Dark Age », l'Optimum Climatique Médiéval, le Petit Age Glaciaire et le réchauffement actuel.

En Espagne et au Portugal, des oscillations positives du niveau marin relatif sont décrites (Goy *et al.*, 1996 ; Dias *et al.*, 2000) notamment au cours de l'optimum climatique Médiéval.

Le petit Age Glaciaire est marqué par un climat plus sec (Clavé, 2001) et une activité éolienne accrue (Delanay et Devoy, 1995) à mettre en relation avec la déstabilisation des barrières littorales et des cordons dunaires (Meurisse *et al.*, 2005). D'autre part, les forçages anthropiques deviennent de plus en plus importants à partir du Moyen-Age et surtout au cours de ces derniers siècles ; la poldérisation, la déforestation et la dénudation des sols ont fortement contribué aux changements environnementaux notamment par l'augmentation des apports sédimentaires et la réduction des prismes tidaux (et par conséquent de la dynamique des milieux associés). Ces phénomènes conduisent principalement aux dépôts de particules fines dans les fonds de baie et les estuaires (Clavé, 2001 ; Billeaud *et al.*, 2005) et qui alimentent davantage les plate-formes ouvertes pour créer des vasières (Lesueur et Tastet, 1994 ; Lesueur *et al.*, 1996).

Les changements environnementaux côtiers révèlent des variations du niveau marin relatif au cours de la période fini-Holocène qui mettent en évidence l'importance majeure des facteurs autocycliques. Une synthèse de ces variations climato-eustatiques et des changements environnementaux associés en Europe du Nord-Ouest est présentée sur la Figure I-7.

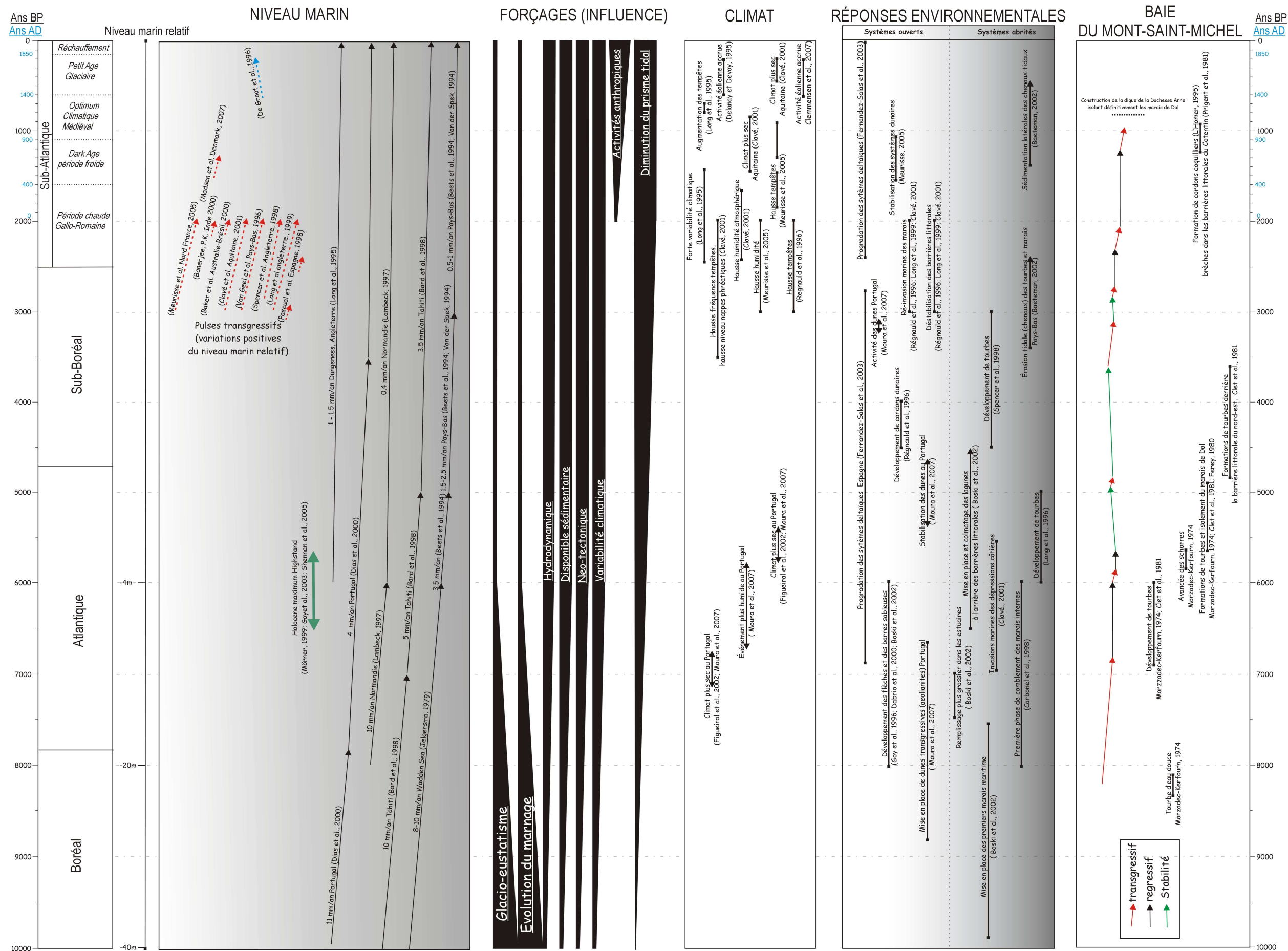


Figure I-7: Synthèse climato-eustatique de l'Europe du Nord-Ouest au cours de l'Holocène basée sur les résultats de plusieurs études (Angleterre, Pays-Bas, France, Portugal, Espagne). De gauche à droite :

- temps exprimé en âges ^{14}C non calibrés et stades climatiques ;
- altitudes exprimées « en niveau moyen relatif » (les valeurs sont à titre indicatif issues de plusieurs études, Lambeck, 1997 ; Bard et al., 1996 ; Boski et al., 2002) ;
- exemples de taux de remontée du niveau marin et mise en évidence de pulses transgressifs ou régressifs pour la période tardi-Holocène ;
- évolution de l'influence des forçages au cours de l'Holocène : - changements environnementaux associés à ces variations eustatiques.

I-4 Evolution et préservation des corps sédimentaires littoraux : apport de la stratigraphie séquentielle.

La plupart des études paléo-environnementales se sont intéressées aux changements locaux du niveau marin (relatif), ou des changements climatiques dans le but de reconstituer une évolution à haute résolution de ces facteurs (Long *et al.*, 2000). Dans chacune de ces études, il s'agit de reconstituer dans le temps les successions de faciès sédimentaires pour un type d'environnement de dépôt bien précis : système de barrière, delta, estuaire, tidal flat, shoreface, etc.... Une telle association de faciès conduit à définir des « modèles de faciès » pour chaque environnement dont les modalités sont dictées par les facteurs locaux. A l'échelle d'un bassin sédimentaire, les différents environnements littoraux qui le composent sont soumis aux mêmes facteurs allocycliques mais cependant leurs modèles de faciès diffèrent. Il semble donc indispensable de redéfinir les différents modèles de construction des littoraux. Dans le cadre de cette étude, nous nous intéresserons principalement aux systèmes estuariens dominés par la marée, aux systèmes de barrières littorales et aux systèmes de baie *sensu stricto* (tidal flat) puisque l'ensemble de ces milieux sont observés dans la Baie du Mont-Saint-Michel.

Les caractéristiques générales de l'évolution des systèmes côtiers peuvent être investies par les principes stratigraphiques (e.g. Walker et James, 1992 ; Dalrymple *et al.*, 1992). Plus particulièrement, la stratigraphie séquentielle permet d'aborder l'architecture stratigraphique des dépôts sédimentaires au cours d'un cycle élémentaire de variation du niveau marin (Carter, 1998).

I-4.1 Rappel des principes de la stratigraphie séquentielle

Cette discipline s'appuie sur le concept de cortège de dépôt (« system tract ») caractérisant la géométrie des corps sédimentaires au cours des principales phases du cycle eustatique (Vail *et al.*, 1977 ; Carter *et al.*, 1998). Ainsi sont définis :

1) le cortège de bas niveau marin (« lowstand system tract », LST) comprenant les sédiments déposés au cours du bas niveau marin.

2) le cortège transgressif (« transgressive system tract », TST) déposé pendant la remontée du niveau marin, quand la ligne de rivage transgresse rapidement.

3) le cortège de haut niveau marin (« highstand system tract », HST) comprenant les sédiments déposés majoritairement pendant l'inflexion de la courbe eustatique puis lorsque le taux de remontée du niveau marin devient faible.

Ces différents cortèges sont associés à des surfaces stratigraphiques :

1) la limite de séquence (« sequence boundary », SB) est une surface d'érosion produite au cours de la baisse du niveau marin.

2) la surface de transgression (« transgressive surface », TS) sépare le LST du TST rétrogradant.

3) la surface d'inondation maximum (« maximum flooding surface », MFS) se localise entre le TST et le HST. Parfois difficilement identifiable, Abbot et Carter (1994) montrent qu'il s'agit souvent d'un horizon conceptuel.

De plus, selon la nature et l'évolution des systèmes de dépôts, des surfaces de ravinement (autre que la TS) sont distinguées, soit d'origine tidale (« tidal ravinement surface » TRS), soit induites par l'action des houles (« wave ravinement surface », WRS). (Posamentier et Vail, 1988 ; Van Wagoner, 1988).

Il est important de rappeler que la stratigraphie séquentielle détermine la géométrie des cortèges sédimentaires mis en place sous l'influence des variations du niveau marin relatif mais les facteurs environnementaux locaux contrôlent la nature des faciès et des surfaces (Dalrymple *et al.*, 1992) (Figure I-8).

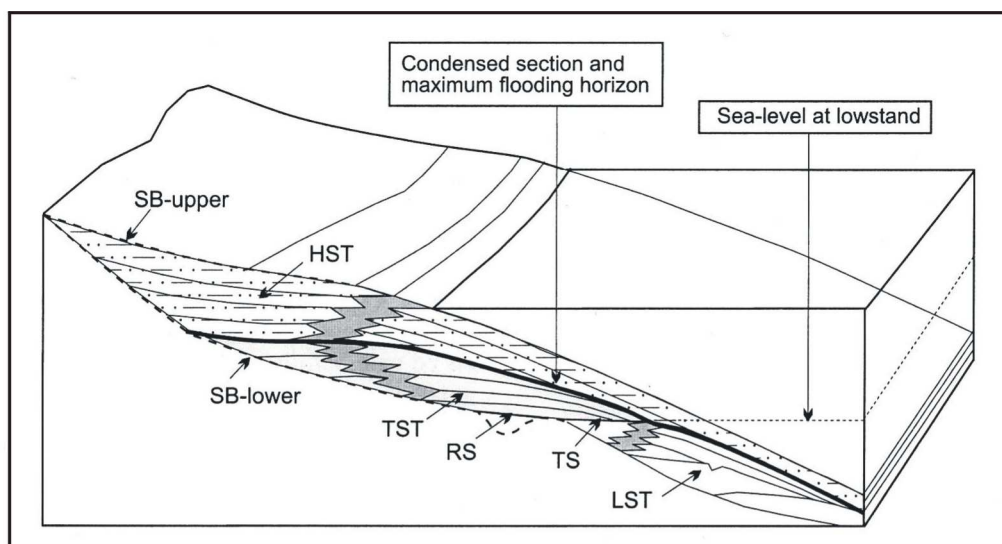


Figure I-8 : Géométrie générale d'une séquence de prisme de plate-forme selon le modèle de stratigraphie séquentielle (Carter, 1998).

Pour chaque type d'environnement de dépôt, des modèles de dépôt stratigraphique ou de faciès (c.a.d. transposables à toutes les périodes géologiques) ont été proposés dont voici quelques exemples. Les modèles présentés ci-dessous concernent les estuaires/vallées incisées, les barrières littorales et les baies ; principaux environnements rencontrés dans la Baie du Mont-Saint-Michel.

I-4.2 Vallée incisée et système estuarien

• Modèle stratigraphique d'une vallée incisée : généralités

Les grandes caractéristiques de l'organisation stratigraphique typiques du remplissage des vallées incisées sont présentées ici à partir des travaux de Dalrymple *et al.* (1994) et de Zaitlin *et al.* (1994).

Les vallées incisées présentent un fort potentiel de préservation des dépôts (Dalrymple *et al.*, 1992 ; Ashley et Sheridan, 1994 ; Heap *et al.*, 2004), et offrent par conséquent un modèle stratigraphique complet (Zaitlin *et al.*, 1994).

Les vallées incisées sont définies par Zaitlin *et al.* (1994) comme : « *fluvially-eroded, elongate topographic low that is typically larger than a single channel form, and is characterized by a abrupt seaward shift of depositional facies across a regionally mappable sequence boundary at its base. The fill typically begins to accumulate during the next base-level rise, and may contain deposits of the following highstand and subsequent sea-level cycles.* »

Chapitre I- Les changements environnementaux côtiers : forçages et mécanismes

L'organisation stratigraphique générale d'une vallée incisée évolue d'aval en amont, le long de trois principaux segments définis par Dalrymple et Zaitlin (1994) et Zaitlin *et al.* (1994) : (Figure I-9)

- segment 1 : il correspond à la limite externe de la vallée incisée et se caractérise par des dépôts fluviaux et estuariens recouverts de dépôts marins, conséquence de la rétrogradation de la ligne de rivage au cours de la transgression,
- segment 2 : il correspond au système estuarien développé au début de la période de haut niveau marin. Sa limite externe correspond au passage latéral de faciès marins et estuariens alors que sa limite interne s'exprime par l'extension maximale des dépôts estuariens vers le continent lors de l'inondation maximum. La succession verticale de faciès se compose à sa base par des dépôts transgressifs fluvio-estuariens (identiques au segment 1) et au sommet par des dépôts estuariens à fluviaux de haut niveau marin progradants,
- segment 3 : sa limite aval correspond à la limite d'influence de la marée et sa limite amont à la limite d'incision du fleuve au cours du bas niveau marin. Il se compose de dépôts fluviaux.

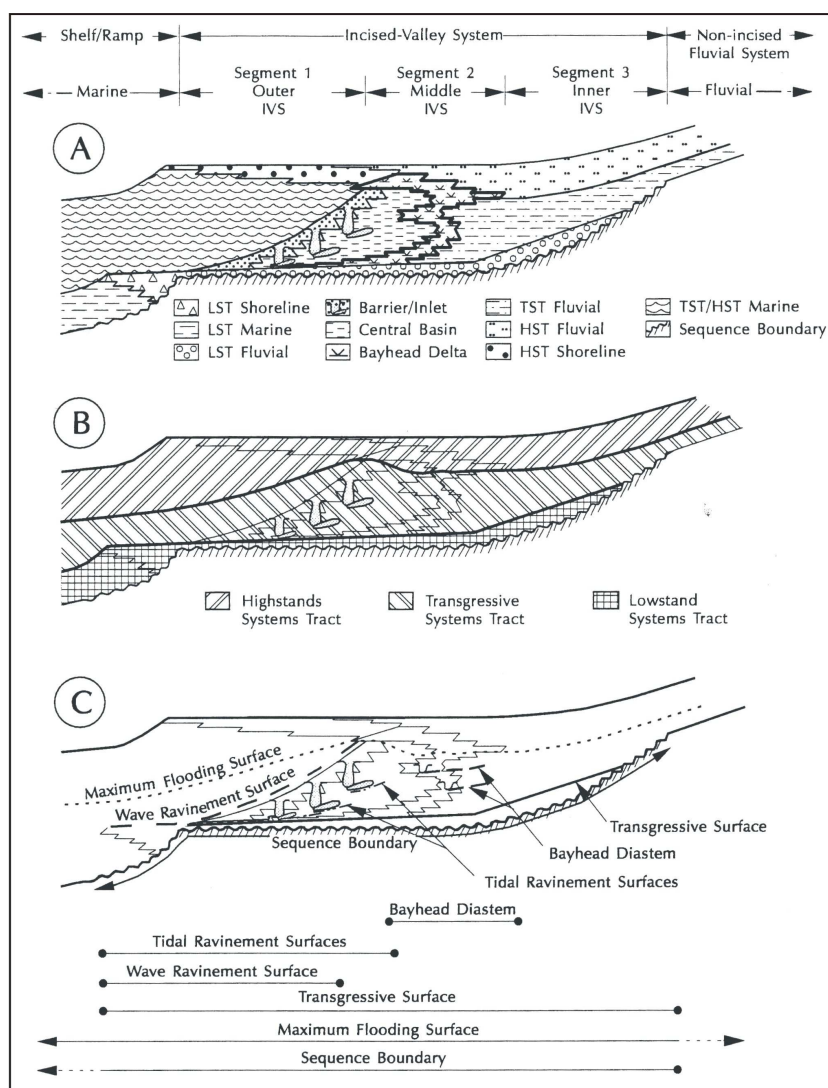


Figure I-9 : Schéma d'organisation d'une vallée incisée « simple ». A) répartition des environnements de dépôt, organisation stratigraphique. B) cortèges de dépôt. C) surfaces stratigraphiques. (Zaitlin *et al.*, 1994).

Chapitre I- Les changements environnementaux côtiers : forçages et mécanismes

L'organisation du remplissage des vallées incisées dépend également de la morphologie de la vallée. Ashley et Sheridan (1994) proposent une classification basée sur les dimensions des vallées. Ils distinguent ainsi les petites, intermédiaires et grandes vallées (Figure I-10).

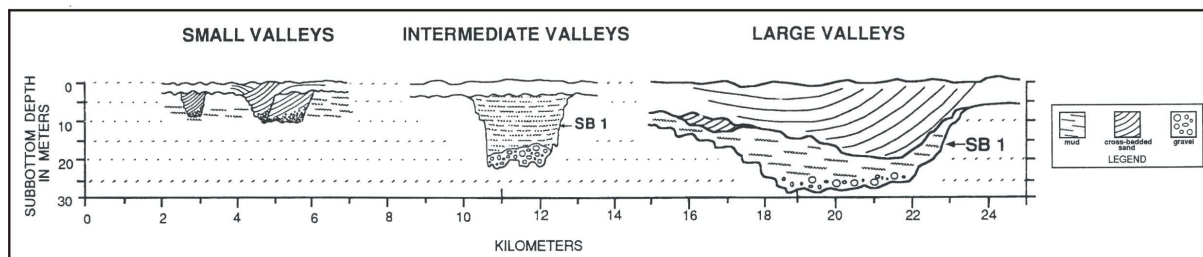


Figure I-10 : Classification et organisation stratigraphique des dépôts basées sur la morphologie des vallées incisées d'après Ashley et Sheridan (1994).

• Modèle stratigraphique pour un estuaire mixte : Le cas de la Gironde

Le modèle stratigraphique de la Gironde est présenté ici dans le but d'illustrer les différents cortèges de dépôt ainsi que les surfaces stratigraphiques majeures composant le remplissage d'un système estuarien. Cependant, il ne peut correspondre à un analogue du système estuarien de la Baie du Mont-Saint-Michel puisque ce dernier, contrairement à la Gironde, est uniquement dominé par la marée.

Allen et Posamentier (1993) ont proposé un modèle stratigraphique pour définir le remplissage de l'estuaire de la Gironde caractérisé par un estuaire, à la fois influencé par la marée (macrotidal) et par les houles. Lericolais *et al.* (1998, 2001) mettent en évidence la prolongation de l'incision et de son remplissage sur la plate-forme continentale. Ces différents auteurs présentent les différents cortèges de dépôts le long de la vallée (LST, TST, HST) et mettent en évidence la présence des surfaces de ravinement d'origines différentes (WRS et TRS) (Figure I-11).

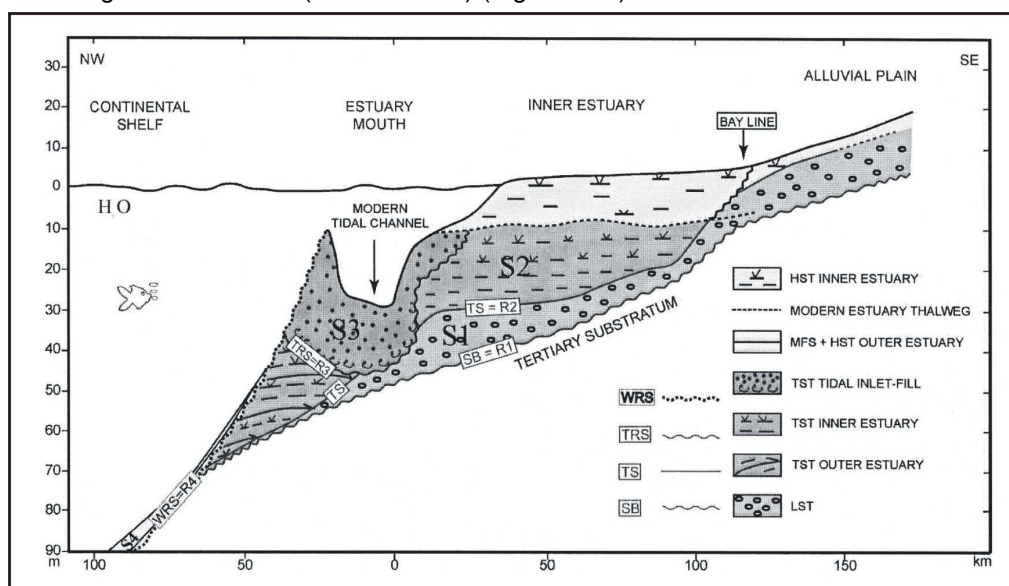


Figure I-11 : Organisation stratigraphique du remplissage de la vallée incisée de la Gironde d'après Lericolais *et al.* (2001) modifiée de Allen et Posamentier (1993). WRS : wave ravinement surface ; TRS : tidal ravinement surface ; TS : transgressive surface ; SB : sequence boundary ; MFS : maximum flooding surface ; LST : lowstand system tract (S1); TST : transgressive system tract (S2 et S3); HST : highstand system tract (S4).

I-4.3 Système de barrières littorales sableuses

Conditions environnementales et forçages

Les environnements côtiers soumis à l'action de la houle, tels que ceux que nous présenterons dans le secteur Nord-Est de la Baie du Mont-Saint-Michel, sont souvent représentés par des systèmes de barrières littorales (Figure I-12) dont l'équilibre morphologique dépend :

- du gradient de pente : la vitesse de rétrogradation de la barrière et la quantité de sédiment transférés sont importants si la pente est faible (Roy *et al.*, 1994),
- de l'énergie de la houle,
- du taux d'apport sédimentaire,
- du taux de variation du niveau marin.

Selon ce dernier facteur, il est possible de différencier plusieurs morphologies : des barrières ou cordons de haut niveau marin (transgressifs, régressifs ou stables) (Barusseau *et al.*, 1996) ; des cordons transgressifs liés à la remontée du niveau marin (Thom, 1984) et des cordons régressifs mis en place sous des conditions de régression forcée (Berné *et al.*, 1998).

Dans notre étude, nous nous intéresserons à des cordons « stables » mis en place au cours d'un faible taux de remontée du niveau marin (conditions de haut niveau).

Cette « stabilité » est relative puisqu'elle représente une évolution à long terme. Dans la plupart des cas, il s'agit en fait de la somme de périodes de progradation et de rétrogradation de la barrière littorale (Roy *et al.*, 1994).

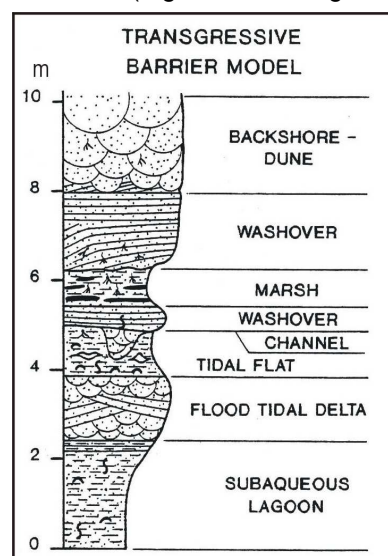
Ce type de morphologie côtière est particulièrement contrôlé par les apports sédimentaires. Roy *et al.* (1980, 1994) expliquent que ces systèmes ont connus des périodes d'engraissement au cours de la période mi-Holocène, dues au ralentissement de la transgression et à la forte remobilisation des apports sédimentaires, alors qu'ils ont subi des phases d'érosion au cours de la période tardi-Holocène due à la décroissance générale des flux sédimentaires sur la plate-forme.

Modèle de faciès et stratigraphie

La stratigraphie des barrières littorales se caractérise par la succession de plusieurs sous-environnements de dépôt, caractérisés par des faciès sédimentaires différents (Figure I-12 et Figure I-13) :

- faciès sableux de delta de marée,
- faciès argilo-silteux de dépression d'arrière barrière,
- faciès sableux d'éventail de tempêtes,
- faciès sableux grossier de fond de chenal,
- faciès argileux végétalisé de marais maritime.

Figure I-12: modèle de faciès illustrant une séquence rétrogradante d'un système de barrière en contexte transgressif.



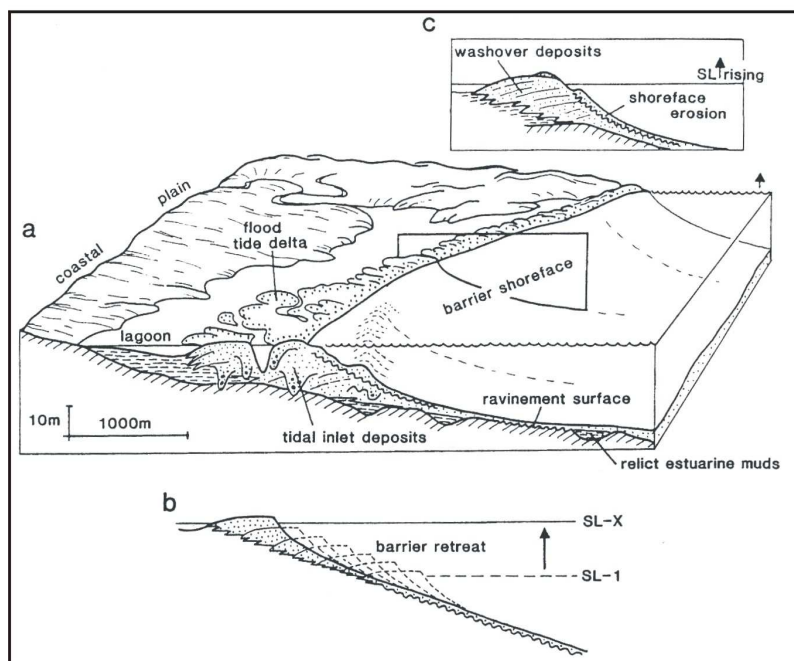


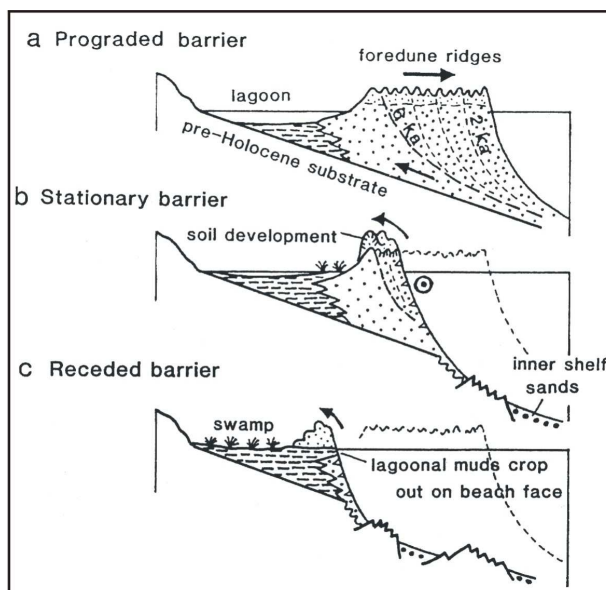
Figure I-13: Principaux environnement de dépôt d'un système de barrière littorale transgressif (Roy *et al.*, 1994).

- a) répartition spatiale des dépôts de delta de marée (tidal delta), de dépôts de passe de marée (tidal inlet) et des dépôts de dépression d'arrière-barrière (lagoon). b) mécanismes de réajustement du cordon littoral soumis à une élévation du niveau marin : migration du shoreface le long d'une surface de ravinement. c) organisation stratigraphique des dépôts de washover dans la dépression d'arrière barrière.
- b) rétrogradation de la barrière soumise à une élévation du niveau marin. (SL : sea-level)

La figure I-14 montre la stratigraphie de ces sous-environnements sous plusieurs conditions de stabilité de la barrière (stable, rétrogradante, progradante). Sa surface de migration correspond à une surface de ravinement par la houle comme définie par Thorne et Swift (1991), Allen et Posamentier (1993) et Zaitlin *et al.* (1994).

Figure I-14 : Evolution d'une barrière littorale de « haut niveau marin » par rapport aux apports sédimentaires d'après Roy *et al.* (1994).

- a) apports sédimentaires suffisants : système progradant
 - b) apports sédimentaires en équilibre avec la remontée eustatique : système stable.
 - c) apports sédimentaires insuffisants : système en érosion, rétrogradation de la barrière.
- En pointillés : barrière initiale (stock sédimentaire)



La succession de paléosols dans la dépression d'arrière barrière traduit les périodes de stabilité du système (Roy *et al.*, 1994).

I-4.4 Système de baie

Conditions environnementales et forçages :

Les environnements de type tidal flat s'observent principalement dans des régions meso- ou macrotidales, avec des apports sédimentaires suffisants et des conditions de houle réduites (Hayes, 1975). Dans ce type d'environnement, le marnage et la géomorphologie sont des facteurs autocycliques importants pour les modalités de dépôt (Amos, 1996). Ainsi, l'épaisseur de ces derniers dépend (comme pour les estuaires) du marnage (Terwindt, 1988 ; Dalrymple *et al.*, 1990) (Figure I-15).

La succession verticale de faciès d'un système de tidal flat en contexte de remontée du niveau marin comme en période de haut niveau marin, est directement liée à l'interaction entre l'accommodation et les apports sédimentaires (Posamentier et Vail, 1988 ; Van Wagoner *et al.*, 1990), eux mêmes conditionnés par la dynamique (marée, agitation).

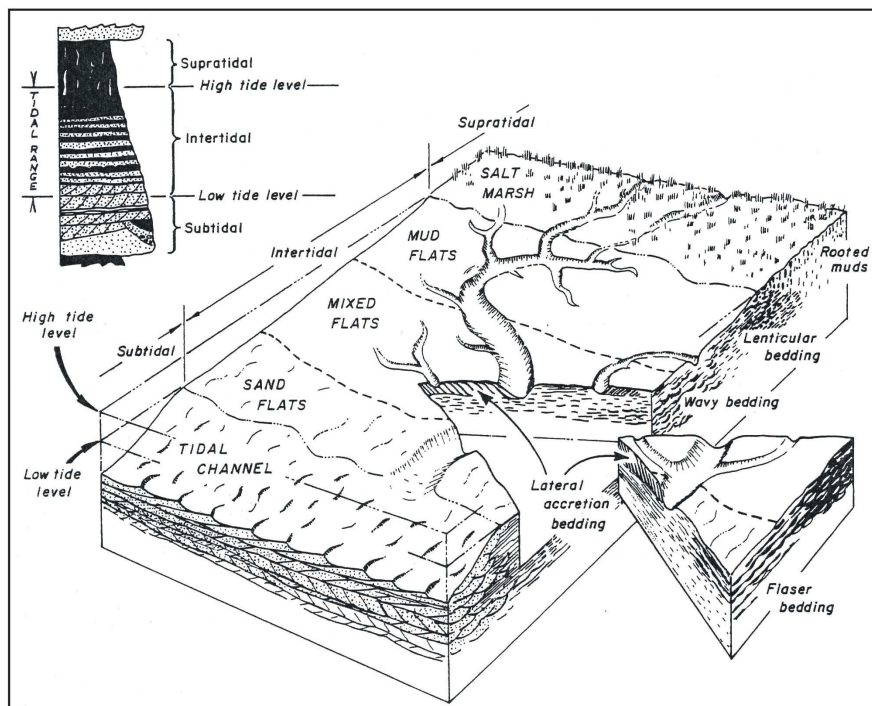


Figure I-15: Bloc diagramme illustrant les variations latérales de faciès d'un système de tidal flat et la séquence type de dépôt. L'épaisseur des dépôts est liée au marnage (Dalrymple *et al.*, 1990).

Modèle de faciès et stratigraphie :

La succession de faciès est de type progradante (granodécroissante) si les apports sédimentaires sont suffisants (Baie de Fundy au Canada, tidal flats de la mer du Nord, baie de Haenam en Corée, baie de Marennes-Oléron en France, etc.) ou de type rétrogradante (granocroissante) si les apports sont insuffisants par rapport à l'accommodation créée (baie de Gomso en Corée) (Figure I-16). Le modèle de faciès consiste, pour un contexte progradant, en une séquence granodécroissante classique composée à sa base par des dépôts grossiers subtidaux de sables et graviers sur lesquels

reposent des dépôts intertidaux représentés successivement par : des corps sédimentaires sableux (sand flat), des dépôts de chenaux, des vases bioturbées (mudflat). Le sommet de la séquence est représenté par des dépôts supratidaux de marais maritime (Dalrymple *et al.*, 1990). La figure I-17 présente les modèles de faciès pour la baie de Fundy, la mer du Nord et la baie de Gomso.

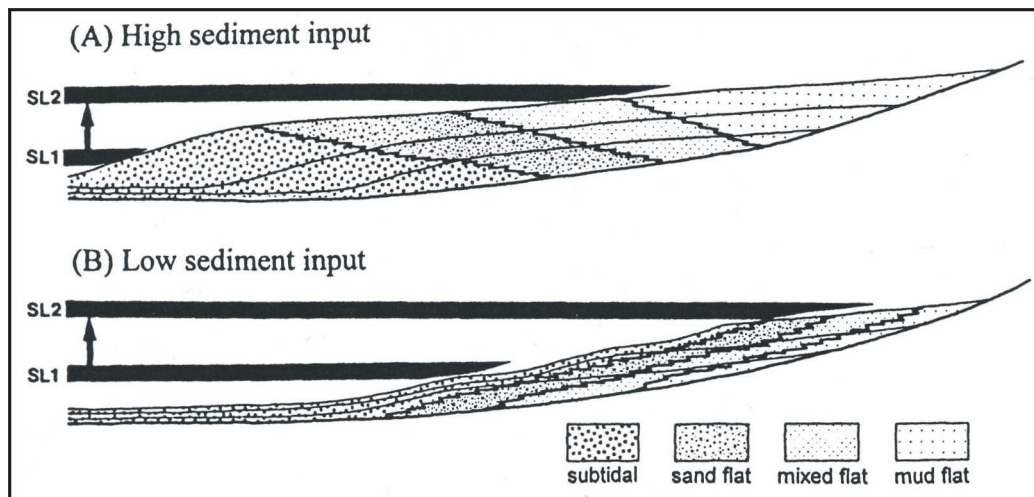


Figure I-16 : Coupes stratigraphiques schématisques montrant l'architecture des dépôts d'un tidal flat soumis à une remontée u niveau marin. A) modèle de la baie de Fundy caractérisé par une progradation due à de forts apports sédimentaires. B) modèle de la baie de Gomso caractérisée par une rétrogradation due à un faible taux d'apport sédimentaire (d'après Chun *et al.*, 2000).

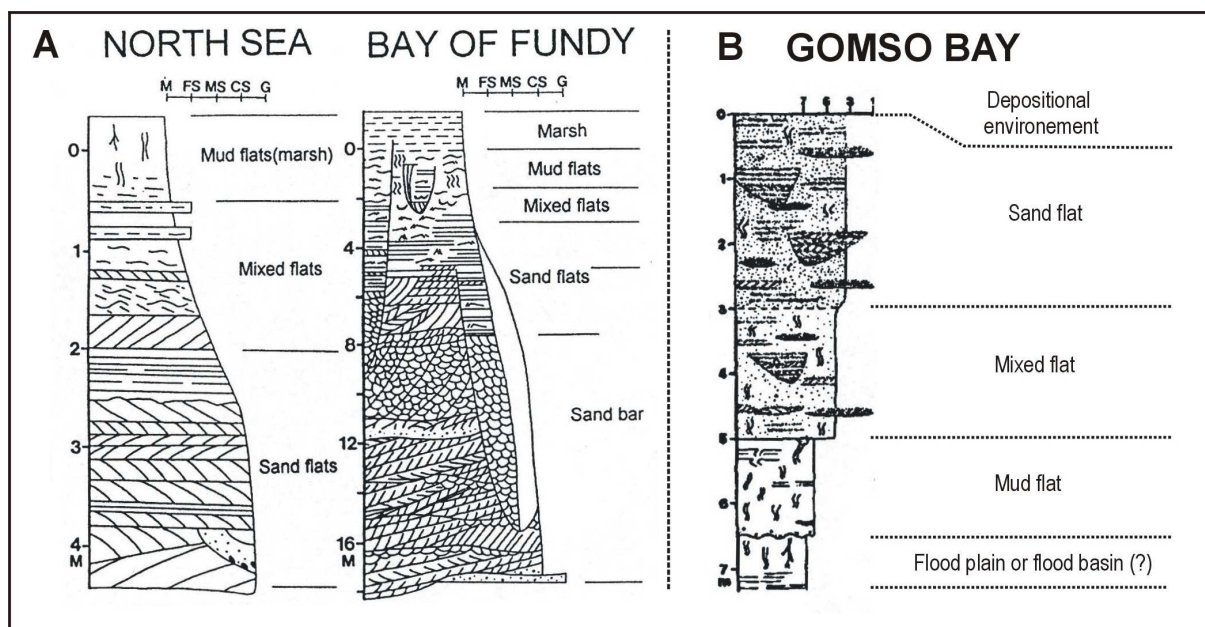


Figure I-17 : Modèles de faciès : A) séquences progradantes ; tidal flats de la mer du Nord (Klein, 1977) et de la baie de Fundy (Dalrymple *et al.*, 1990). B) séquence rétrogradante; tidal flats de la baie de Gomso en Corée (d'après Chun *et al.*, 2000).

Conclusion Chapitre I

La première partie de ce chapitre a permis de mettre en évidence l'importance des différents forçages à l'origine des changements environnementaux côtiers (climat et eustatisme). Une revue de l'évolution de ces derniers au cours de la période holocène permet d'identifier les réponses environnementales qui leur sont associées (périodes de construction ou de destruction des corps sédimentaires côtiers). Par ailleurs, nous avons vu que ces réponses environnementales dépendent aussi de la combinaison des facteurs locaux (apports sédimentaires, hydrodynamique,...) et du type d'environnement de dépôt (baie, estuaire, delta, ...). La deuxième partie de ce chapitre a donc présenté les différents modèles géométriques et de faciès pour chacun de ces milieux : modèle de remplissage d'une vallée incisée, modèle de remplissage d'une baie, et modèle de construction des systèmes de barrières littorales.

Pour définir quel(s) type(s) de modèle(s) de remplissage pourra être utilisé dans le cas de la Baie du Mont-Saint-Michel, il est indispensable de caractériser maintenant les différents environnements de dépôt actuels qui la composent, et de décrire les grands traits de son évolution holocène.

Chapitre II

La Baie du Mont-Saint-Michel

II-1 La Baie du Mont-Saint-Michel : cadre géographique et géologique	25
II-2 La Baie du Mont-Saint-Michel : « un bassin sédimentaire élémentaire »	26
II-3 La dynamique hydro-sédimentaire actuelle	28
II-3.1 La Baie du Mont-Saint-Michel : un environnement mégatidal	28
II-4 Les différents environnements de dépôt	33
II-5 L'histoire pléistocène et holocène de la Baie du Mont-Saint-Michel	37

II-1 La Baie du Mont-Saint-Michel : cadre géographique et géologique

La Baie du Mont-Saint-Michel se situe au fond du Golfe normand-breton, à l'angle formé au Nord et à l'Est, par la péninsule du Cotentin et à l'ouest, par les côtes septentrionales bretonnes. La Baie, d'une superficie de 500 km², s'ouvre sur la Manche, de part et d'autre de l'archipel de Chausey, entre les pointes rocheuses du Grouin (côte Nord bretonne) et celle de Champeaux (au Sud de la péninsule normande) espacées d'une vingtaine de kilomètres (Figure II-1).

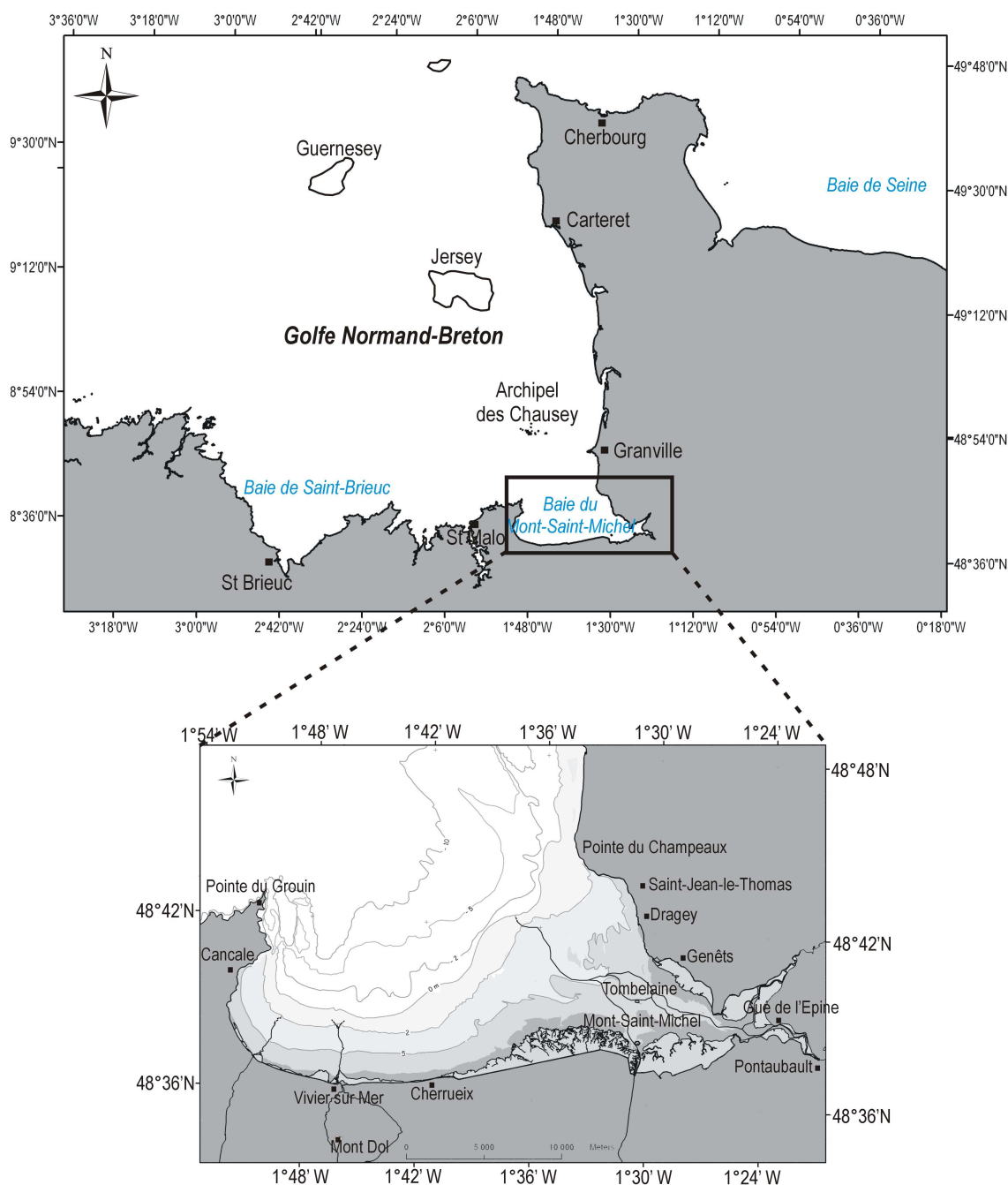


Figure II-1 : Représentation cartographique du Golfe Normand-Breton et de la Baie du Mont-Saint-Michel.

Le cadre géologique de la Baie du Mont-Saint-Michel s'inscrit dans le contexte général de formation du Massif Armoricaire ; la Baie fait essentiellement partie d'un des blocs de la zone nord-armoricaine : La Mancellia. Le substrat de la Baie est donc essentiellement constitué de terrains sédimentaires d'âge protérozoïque (~ 600 Ma), schistes et grès briovériens plissés et métamorphisés, conséquences des orogénèses cadomienne et varisque. Ce socle a été traversé, au cours de l'orogénèse cadomienne par des formations de granitoïdes (~550 Ma). D'Ouest en Est, on distingue : le massif de migmatites de Saint-Malo, le massif de Saint Broladre, le massif d'Avranches et le massif de Carolles. S'ajoutent à ces formations, des intrusions un peu plus tardives de leucogranites formant le Mont-Dol, le Mont-Saint-Michel et Tombelaine. Ces différentes formations cristallines ont été mises en relief par l'érosion des schistes encaissants formant ainsi les contours et les fonds de la Baie du Mont-Saint-Michel (Figure II-2).

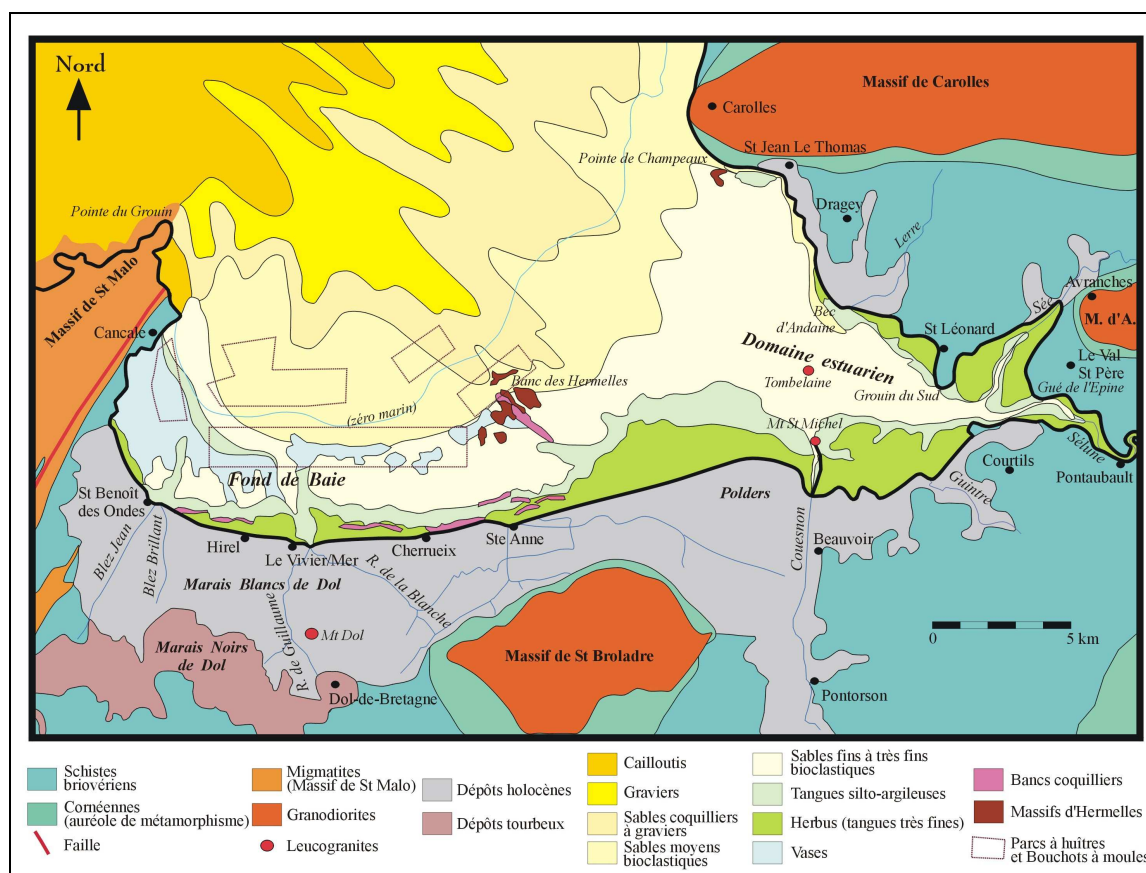


Figure II-2 : Carte géologique et sédimentologique simplifiée de la baie du Mont-Saint-Michel. (Tessier, 2003 d'après Larsonneur, 1989 ; L'Homer *et al.*, 1999).

II-2 La Baie du Mont-Saint-Michel : « un bassin sédimentaire élémentaire »

L'érosion préférentielle des schistes briovériens au détriment des massifs cristallins a contribué aux premiers façonnements de la Baie. Cependant, sa morphogénèse a été initiée par l'élaboration d'une pénéplaine pendant plusieurs millions d'années à la fin du Paléozoïque et au début du Mésozoïque. La morphologie de la Baie est acquise après le façonnement de glaciaires sur le pourtour du Massif Armoricaire qui se prolongent vers la plate-forme continentale. Ces glaciaires dont l'altitude est d'environ +30 m dans l'Ouest du Cotentin sont datés de la fin de l'Eocène (Lautridou *et al.*, 2006). Au pied du glaciaire, le littoral fait la jonction avec la plate-forme continentale (Figure II-3). La préservation de dépôts éémien à +15 m décrits à Hacqueville et St-Pair (Lautridou, 1985) ainsi que la présence de dépôts de

head à Saint-Jean-Le Thomas datés du stade isotopique 6 (Eémien) montrent que la plate-forme a été retouchée au cours du Quaternaire sans subir d'importantes modifications. La Baie du Mont-Saint-Michel représente donc une vaste surface en faible pente dont les limites peuvent être définies par la ligne de collines schisteuses qui a peu évolué.

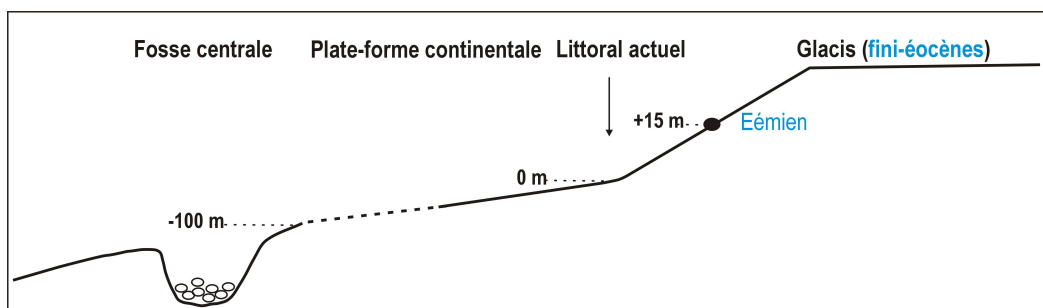


Figure II-3 : Coupe schématique des glacis éocènes et de leur prolongement vers la fosse centrale de la Manche. Modifié d'après Lautridou *et al.*, 2006.

Le remplissage sédimentaire de la Baie s'inscrit au dernier cycle glaciaire / interglaciaire. La dernière chute du niveau marin correspond à la régression wéchsélienne. Au cours du dernier maximum glaciaire (18000 ans BP), le niveau marin se trouvait à -120 m par rapport au niveau actuel (Fairbanks, 1989 ; Pirazzoli, 1991). La Manche correspondait alors à un vaste réseau fluvial (Lautridou *et al.*, 1999). Les niveaux de base des fleuves étant plus bas, la plate-forme pût être incisée. En résulte un système de paléo-vallées décrit dans la thèse de Quesney (1983). Dans le Golfe normand-breton quelques incisions ont été observées dans la Baie de Saint Brieuc (zone externe), au débouché de la Rance et au large de la Baie du Mont-Saint-Michel. Il s'agit d'incisions peu profondes (généralement inférieures à 10 m) dont le prolongement vers la Fosse Centrale de la Manche n'est basé que sur l'analyse de la carte bathymétrique des fonds actuels (Quesney, 1983). La présence de dépôts fluviaux tardiglaciaires dans la Baie du Mont-Saint-Michel met en évidence la convergence des rivières périglaciaires qui, sans inciser (érosion latérale), ont retouché la plate-forme (Figure II-4). Les conditions climatiques (vents violents) associées à cette période expliquent la présence de sables éoliens au pied des reliefs et la présence de loess sur les plateaux environnants.

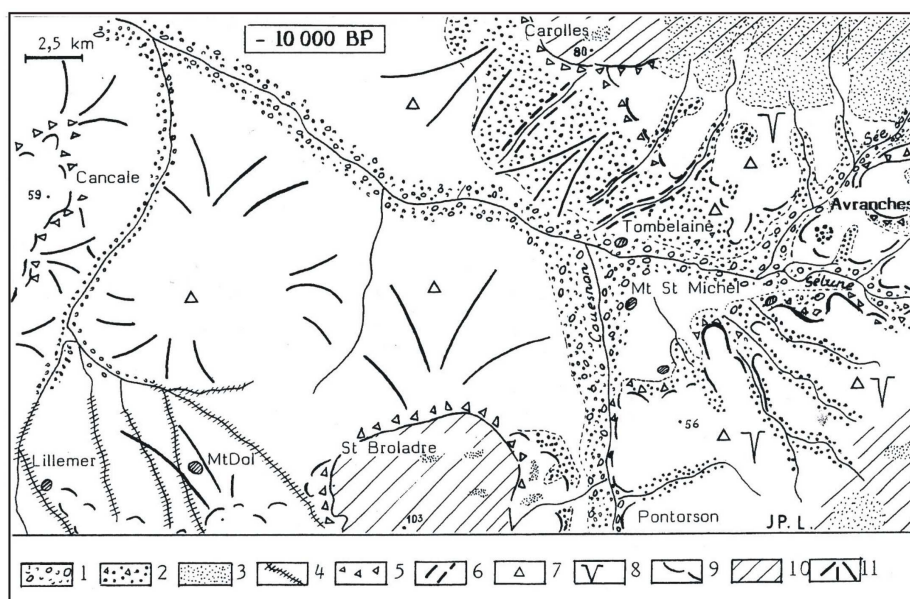


Figure II-4 : Reconstitution morpho-sédimentaire de la baie du Mont-Saint-Michel à la fin du Tardiglaciaire (vers 10000 ans BP) (Morzadec et Lautridou, 1982).

A partir de 15000 ans BP, quand le réchauffement s'amorce, la fonte des glaces provoque une remontée rapide du niveau marin. Vers 10200 BP, le niveau marin est situé à -35 m par rapport au niveau actuel et la Manche est ennoyée : c'est la transgression Holocène. Des environnements côtiers de type baie et estuaire se mettent alors en place sur le pourtour de la Manche et du Golfe normand-breton. **La Baie du Mont-Saint-Michel, au même titre que d'autres systèmes littoraux, constitue à partir de cette époque, un bassin sédimentaire élémentaire côtier dans lequel un prisme littoral va s'accumuler sous l'effet de la transgression Holocène.**

II-3 La dynamique hydro-sédimentaire actuelle

Les caractéristiques majeures des facteurs hydrodynamiques sont synthétisées dans la Figure II-5. Tous les agents météorologiques et marins ont été extrêmement bien détaillés dans la thèse d'Ehrhold (1999).

II-3.1 La Baie du Mont-Saint-Michel : un environnement mégatidal

La Baie du Mont-Saint-Michel est soumise, comme toutes les côtes françaises, à un régime tidal semi-diurne. La Baie est connue pour son marnage exceptionnel qui peut atteindre 15 m en période de vive-eau d'équinoxe et la classe au 5^{ème} rang mondial des amplitudes de marée. Une telle amplitude de marée s'explique par la formation d'une onde stationnaire : lorsque l'onde de marée provenant de l'Atlantique entre dans la Manche, celle-ci se réfléchit sur la barrière du Cotentin (orientée SE-NW) et forme une onde stationnaire qui augmente l'amplitude de la marée de façon croissante du Nord vers le Sud du Golfe normand-breton (Larsonneur, 1989). A ce phénomène est associé un courant de compensation de niveau vers le SSW qui facilite l'entrée dans la Baie du Mont-Saint-Michel des courants de marée issus de l'onde progressive et tend ainsi à en accroître l'amplitude (L'Homer *et al.*, 1999 ; Bonnot-Courtois *et al.*, 2002).

Les courants engendrés dans la Baie constituent un facteur important de l'évolution des paysages (Figure II-5 A).

Le prisme tidal, ou volume oscillant de la Baie est estimé à 5 milliards de m³ d'eau (Larsonneur, 1989 ; Lang *et al.*, 1973). Comme dans de nombreux estuaires, la courbe de marée est dissymétrique dans la Baie, la durée du flot est plus courte que celle du jusant, ce qui favorise le dépôt sédimentaire. La forme dissymétrique de la Baie induit des courants de régime et puissance différentes : des courants alternatifs dans la zone estuarienne pouvant atteindre 2,5 m/s dans les chenaux en période de vive-eau et des courants giratoires à l'Ouest globalement inférieur à 1m/s (Larsonneur, 1989 ; Ehrhold, 1999).

Les vents sont globalement de secteur Ouest (de Nord-Ouest à Sud-Ouest), les plus violents étant le plus souvent orientés Nord-Ouest (Figure II-5 B). La houle a un secteur privilégié allant du Nord-Ouest au Sud-Ouest. Lors de sa propagation, la houle au large perd vers la côte environ 70% de sa hauteur (Roux, 1998) en raison de la diminution des profondeurs et à la faible déclivité des fonds. A Granville et au Sud des îles Chausey, l'amplitude de la houle ne dépasse 2 m que pendant une dizaine de jours par an, avec une valeur maximum de 3,5 m ; la moitié du temps, elle reste inférieure à 0,5 m avec une période comprise entre 7 et 11s (Phlipponneau, 1956 ; Doulier, 1977 ; Bonnot-courtois *et al.*, 2002).

Dans le cadre du projet « Mont-Saint-Michel », une synthèse des mesures disponibles a permis de donner une moyenne des décotes et surcotes d'environ 30 cm. La surcote maximale ne dépasse pas 1 m et est rare (conditions climatiques très défavorables) (Roux, 1998).

L'agitation du plan d'eau a été mesurée dans la petite baie (du Mont-Saint-Michel au Bec d'Andaine) et présente des hauteurs significatives entre 5 et 15 cm pour les plus fréquentes. Cette agitation est principalement influencée par les houles au large, l'influence du vent local est faible (Roux, 1998).

Plusieurs rivières se jettent dans la Baie du Mont-Saint-Michel dont les trois plus importantes, le Couesnon, la Sée et la Sélune se déversent à l'Est et définissent la zone estuarienne. Leur débit moyen n'excède pas 15 m³/s (Figure II-5 C).

Les apports sédimentaires : nature, origines et quantification (Figure II-5 D).

Une estimation des débits solides en suspension des trois rivières montre que les apports annuels sont très faibles. Ils ne représentent qu'une valeur équivalente à la moitié des apports sédimentaires remaniés par le flot ou le jusant au cours d'une seule marée de vive-eau moyenne dans l'ensemble de la Baie (Rapports SOGREAH, mission Mont-Saint-Michel, 1998). Par conséquent les apports sédimentaires d'origines fluviales sont considérés comme négligeables dans la Baie du Mont-Saint-Michel.

1,5 million de m³ de sédiments transitent dans la Baie chaque année (Larsonneur, 1989 ; Ehrhold, 1999). La nature des sédiments de la Baie du Mont-Saint-Michel a été très largement décrite dans plusieurs travaux (Larsonneur, 1989 ; L'Homer *et al.*, 1999 ; Ehrhold, 1999 ; Bonnot-courtois *et al.*, 2002). Il s'agit de sédiments bio-lithoclastiques. La partie lithoclastique se compose essentiellement de quartz (dont les caractéristiques morphoscopiques traduisent une longue évolution), de micas, de minéraux lourds (révélant des apports du large et un fort tri hydraulique), d'argiles (dont les cortèges mettent aussi en évidence une origine marine et encore une fois, un très fort brassage sédimentaire). La partie bioclastique est composée principalement par de débris coquilliers et de test de foraminifères. La proportion de carbonates dans le stock sédimentaire est comprise en moyenne entre 40 et 60%. Le sédiment déposé sur la partie haute de l'estran est appelé la tanguie. La tanguie est décrite comme une vase sableuse à silteuse (grain moyen entre 0.03 et 0.009 mm) et contient en moyenne 50% de carbonates. En raison de ses propriétés physico-chimiques, liées à sa composition, granulométrie et texture, la tanguie se draine facilement et se tasse rapidement. Elle est également thixotropique et, par conséquent, facilement remise en suspension par les courantstidaux. Ces différentes propriétés font de la tanguie un sédiment particulièrement favorable à la formation et à la préservation de figures sédimentaires (Tessier, 1990).

Les sédiments qui composent le remplissage sédimentaire de la Baie du Mont-Saint-Michel proviennent presque exclusivement des apports de la Manche. La dissymétrie de la courbe de marée contribue à un bilan sédimentaire excédentaire dans la Baie.

La répartition des sédiments dans la Baie montre une granodécroissance du large vers la côte due à la diminution progressive de l'énergie des courants de marée depuis l'entrée de la Baie jusqu'au trait de côte (diminution des profondeurs et faible déclivité). Par conséquent, la diversité sédimentaire s'étend de galets à l'entrée de la Baie jusqu'à des tanguies dans la zone estuarienne à l'Est et des vases argileuses dans la baie de Cancale à l'Ouest. Il existe également une granodécroissance des sédiments d'Est en Ouest relatant la diminution de la vitesse des courants de marée dans cette direction : alternatifs à l'Est dans les chenaux devenant giratoires à l'Ouest dans le fond de baie.

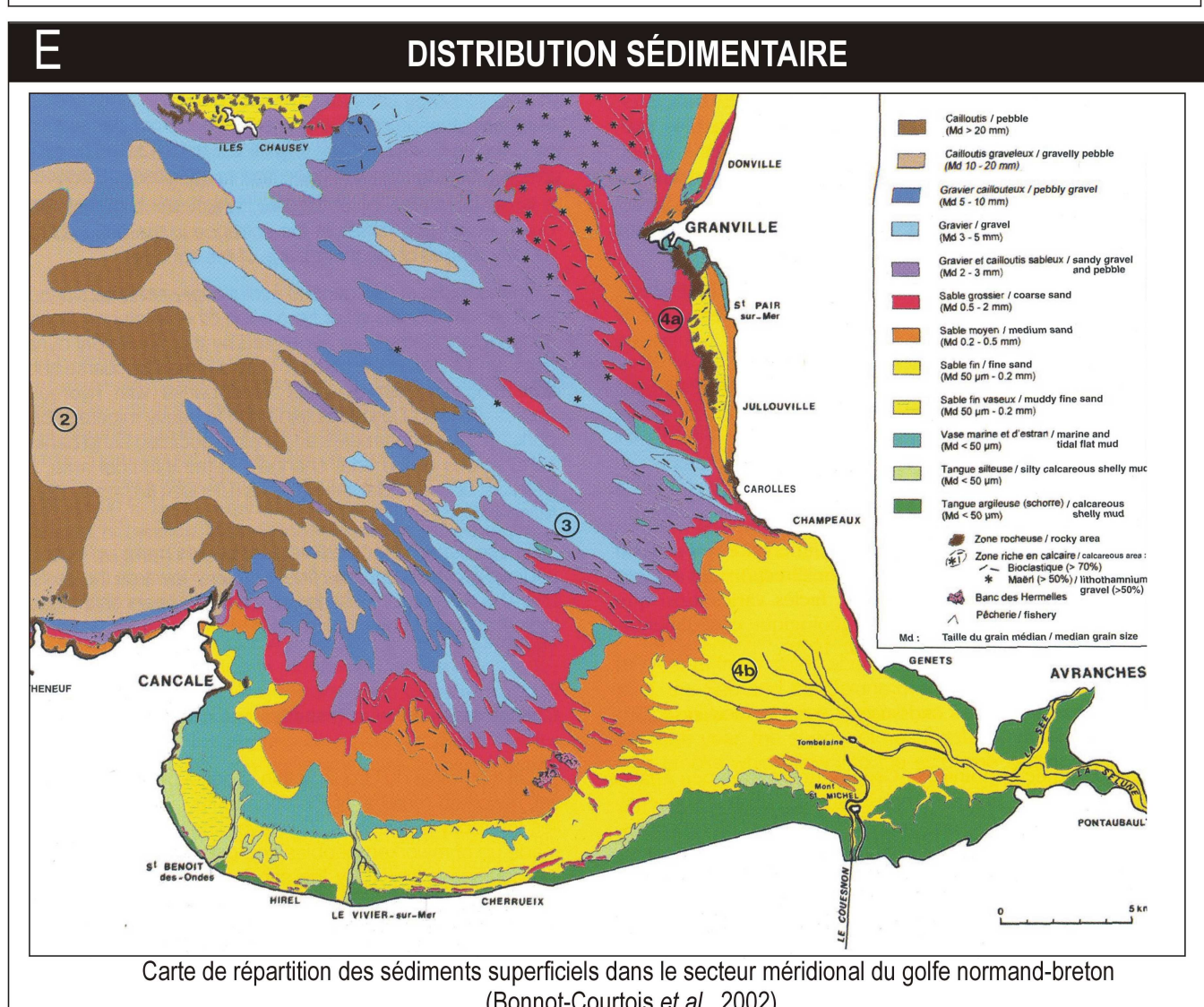
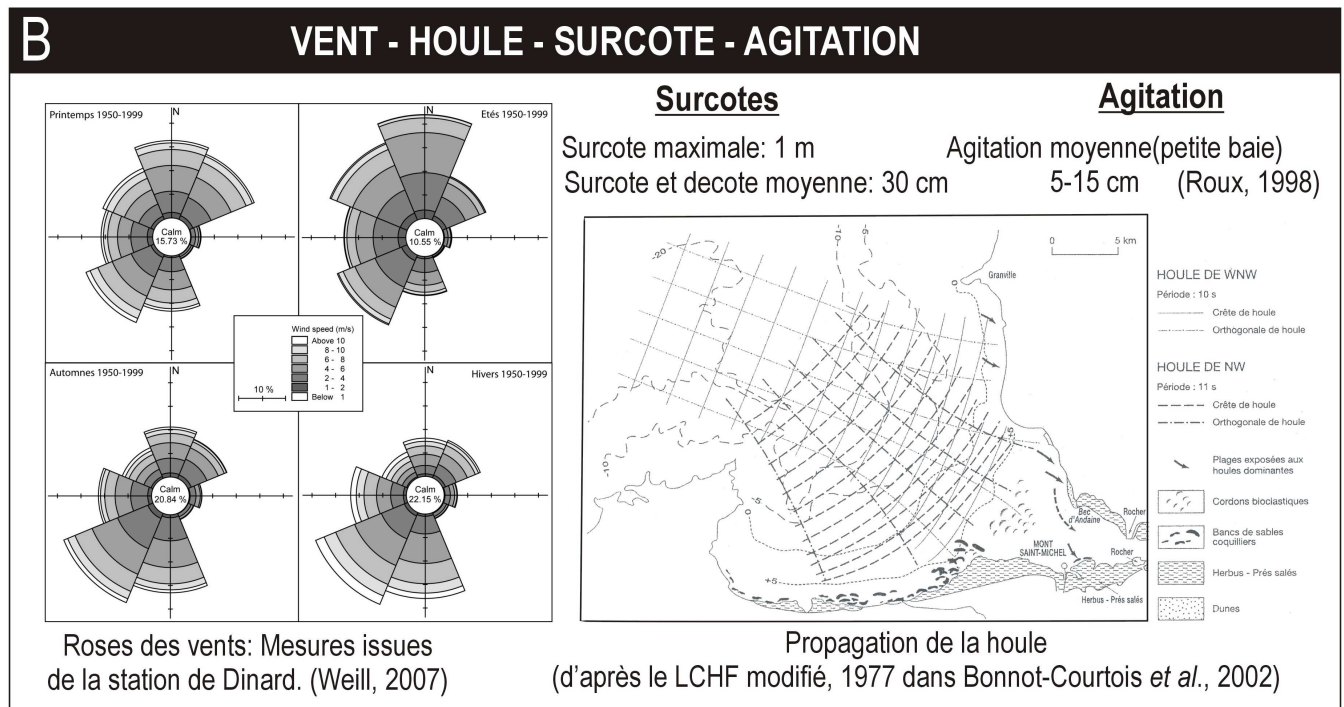
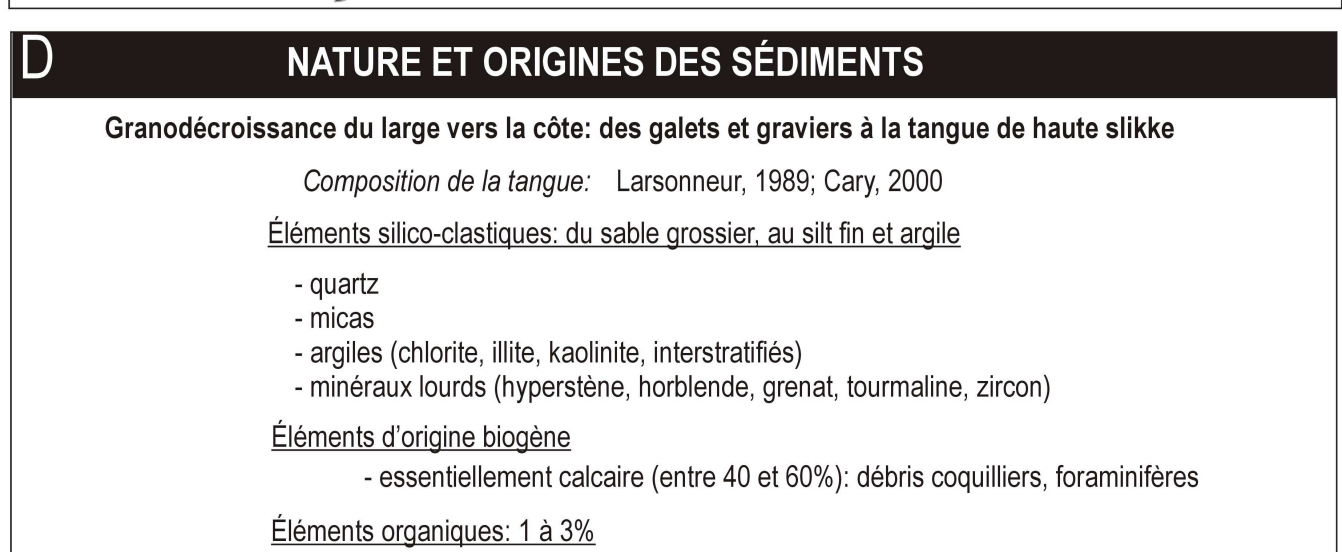
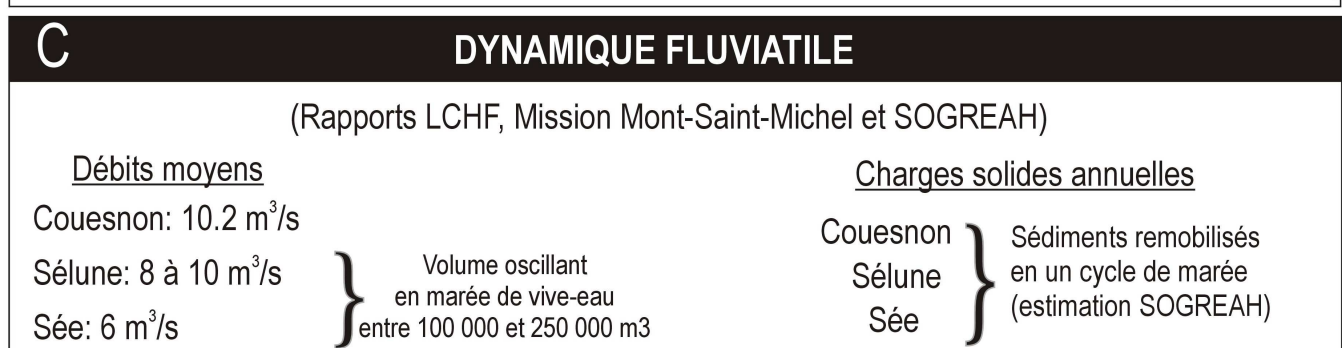
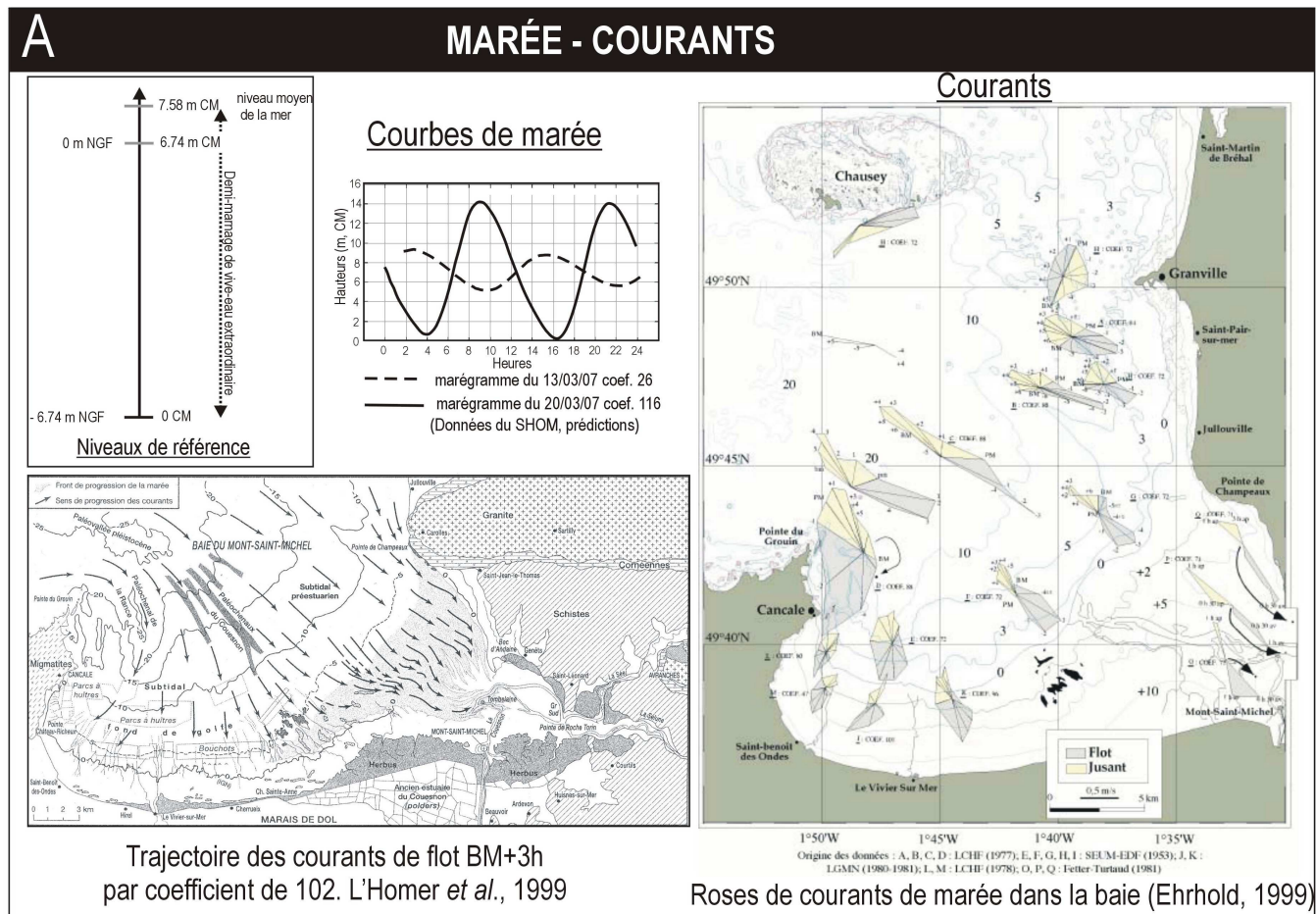


Figure II-5 : Caractéristiques hydro-sédimentaires de la Baie du Mont-Saint-Michel.

II-3.2 Les différents environnements de dépôt

Les différentes caractéristiques hydrodynamiques associées aux apports sédimentaires de la Baie sont à l'origine de différents sous-environnements de dépôt:

- 1) La partie Ouest de la Baie correspond à un système de **baie *sensu stricto*** dominé par les courants de marée et influencé par l'agitation. Elle se caractérise par des replats de marée (tidal flat selon l'endroit, mud flat, mixed flat ou sand flat). Dans cet environnement, la micro-topographie joue un rôle essentiel sur la répartition des sédiments (Figure II-6).
- 2) A l'Est, un **système estuarien**, exclusivement dominé par les courants de marée, est représenté par une vaste ceinture chenalisante. L'évolution morpho-sédimentaire d'un tel environnement dépend de la dynamique de migration des chenaux tidaux (Figure II-7).
- 3) Au nord-est, un **système ouvert** sur le Golfe Normand-Breton, exposé aux houles dominantes. Il est constitué par des flèches sableuses protégeant des vasières d'arrière barrière où se déposent des sédiments apportés par les marées (Figure II-8). L'évolution de cette côte sableuse est également sous l'influence du système estuarien dont les chenaux de marée en migrant vers la côte érodent régulièrement les flèches sableuses.

Ces différents environnements ont déjà fait l'objet de nombreuses études, (Compain *et al.*, 1988 ; Larssonneur, 1989 ; Caline, 1982 ; Tessier, 1990 ; Bonnot-Courtois *et al.*, 2002 ; Fuchs et Guilpain, 2003). Seuls des documents de synthèse mettant en évidence les faciès qui leur sont associés sont présentés ici (Figures II-6, -7 et -8).

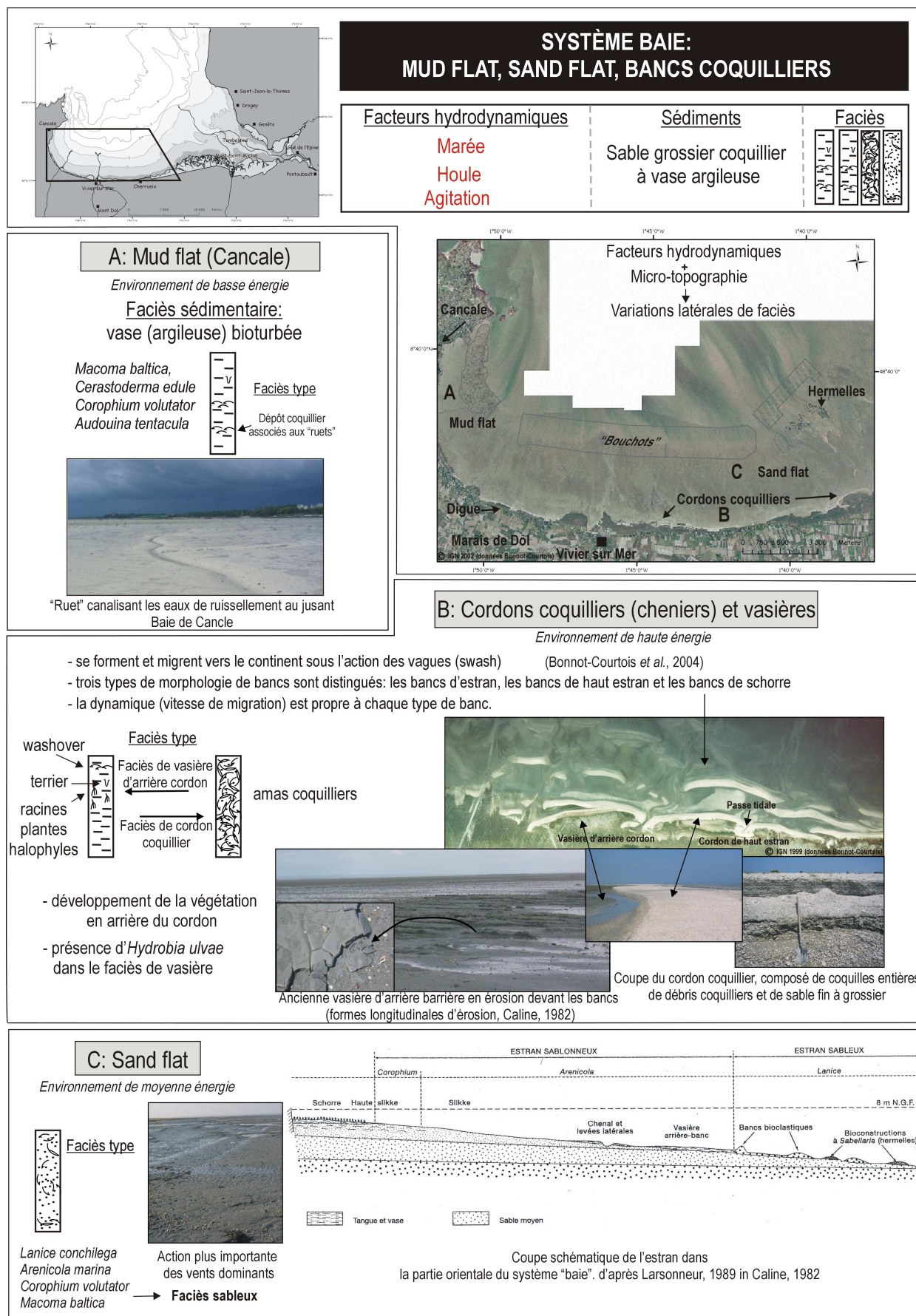


Figure II-6 : Organisation morpho-sédimentaire du « système baie » : fonctionnement et faciès sédimentaires types. A) sous-environnement de mud flat ; B) sous-environnement des cordons coquilliers ; C) sous-environnement de sand flat.

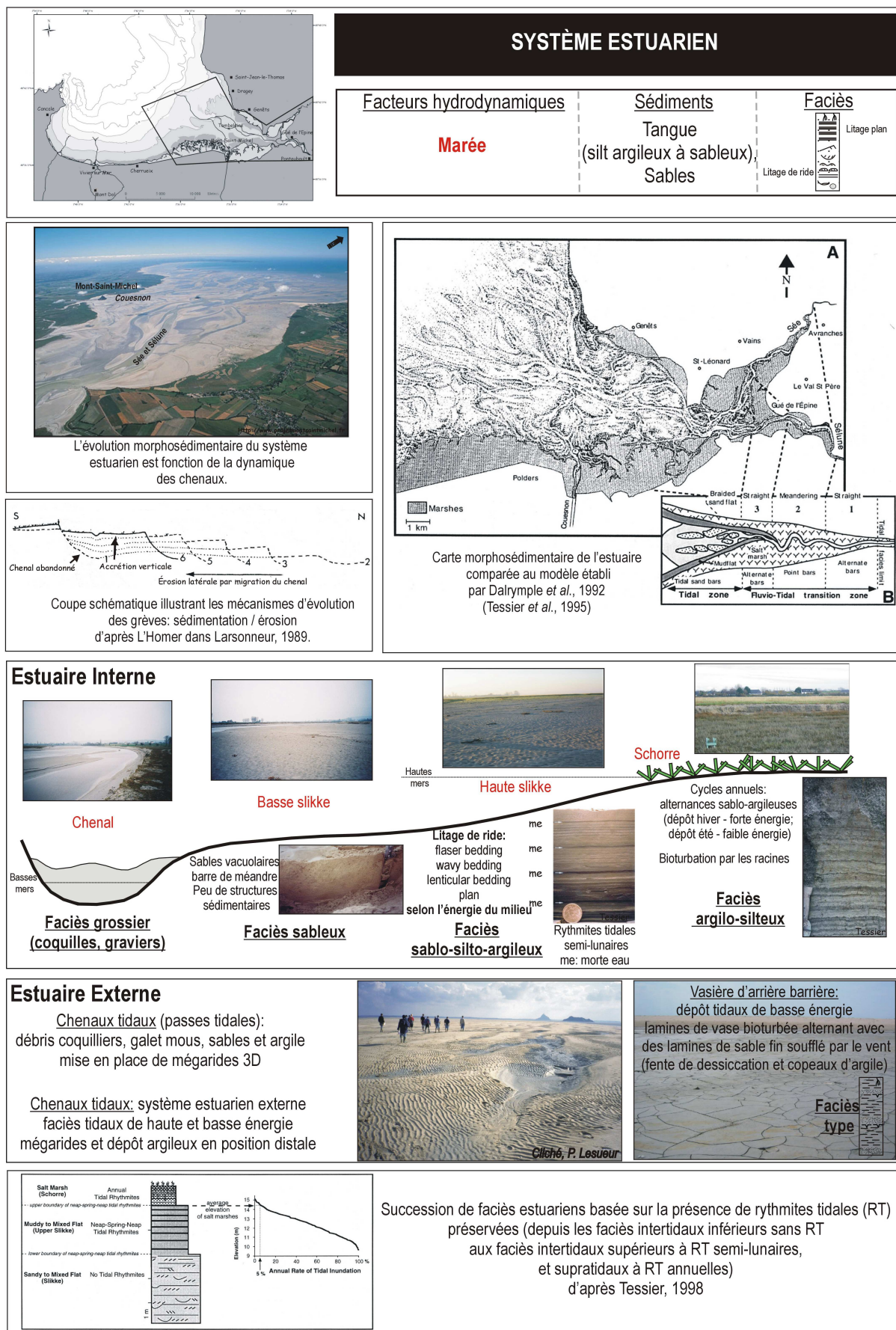


Figure II-7 : Organisation morpho-sédimentaire du système estuarien : fonctionnement et faciès sédimentaires types.

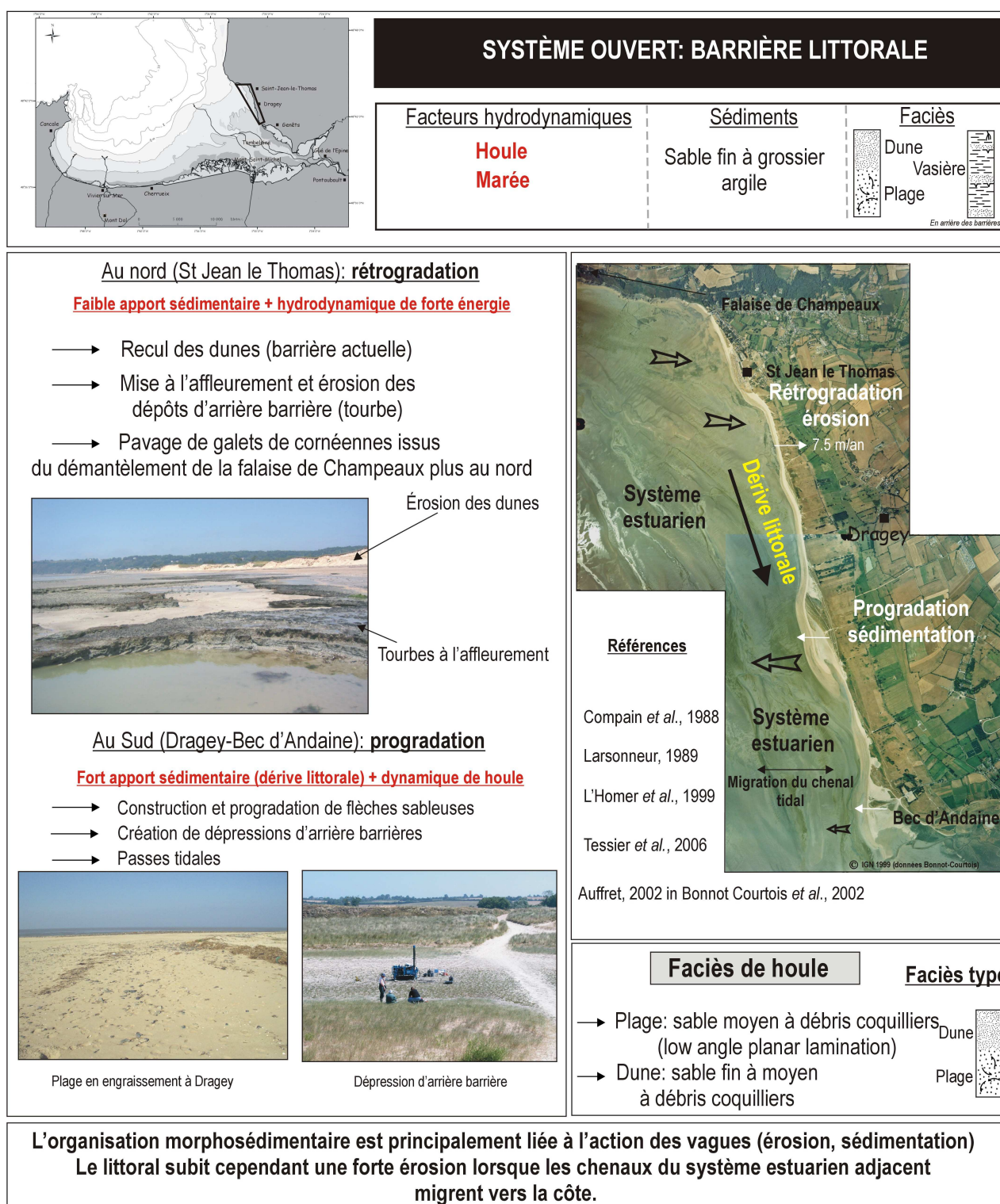


Figure II-8 : Organisation morpho-sédimentaire du système de barrière littorale : fonctionnement et faciès sédimentaires types.

II-5 L'histoire pléistocène et holocène de la Baie du Mont-Saint-Michel

La stratigraphie des formations quaternaires dans la Baie du Mont-Saint-Michel peut être définie en deux ensembles : une formation inférieure peu épaisse et discontinue constituée de dépôts du Pléistocène supérieur et une formation supérieure carbonatée représentant les dépôts holocènes (Clet-Pellerin *et al.*, 1981). Les formations de base, abondamment décrites par Lautridou (1985, 1991) se composent de sables fins, bien classés, à quartz éolisés. Ces sables éoliens, contemporains des loess de la dernière période froide, se sont mis en place au cours du Tardiglaciaire weichsélien (Clet-Pellerin *et al.*, 1981).

La stratigraphie des dépôts holocènes a également fait l'objet de nombreuses études dans la Baie du Mont-Saint-Michel depuis la fin du 20^{ème} siècle. On peut citer les travaux de Morzadec-Kerfourn (1974), Clet-Pellerin *et al.*, (1981), Ferey (1980) et Auffret *et al.* (1982) (Figure II-9).

Zones géographiques	Auteurs	Données utilisées	Téchniques d'études	références
Marais de Dol	M.T. Morzadec-Kerfourn	Sondages (CEA, Mazellier, SEUM)	- sédimentologie - palynologie - datations ¹⁴ C	Variations de la ligne de rivage armoricaine au Quaternaire. Mémoires de la Société géologique et minéralogique de Bretagne, N°17, 208p. 1974.
Marais de Dol, polders, littoral Nord -Est Zones intertidales	J.P. Ferey	Sondages (BRGM, Mazellier, SEUM) Levé carte géologique 1/50000 baie du Mont-Saint-Michel Sismique	- sédimentologie - sismique réfraction (entre le Mont -Saint-Michel et Tombelaine)	Interprétations des données de sondage sur la baie du Mont-Saint-Michel. Mémoire de l'Ecole des Mines de Paris. 1980.
Littoral Nord -Est Axe estuarien (Sée-Sélune)	M. Clet-Pellerin J.P. Lautridou G. Delibrias	Sondages (BRGM, CETE de Rouen)	- sédimentologie - palynologie - datations ¹⁴ C	Les formations holocènes et pléistocènes de la partie orientale de la baie du Mont-Saint-Michel. Bull. Soc. Linn. Normandie, 109, 3 - 20. 1981.
Zones intertidales et subtidales de la baie	J.P. Auffret	Sismique Sondages SEUM	- sismique réflexion	Géométrie de la couverture sédimentaire meuble dans le domaine intertidal et sous-marin. In : La baie du Mont-Saint-Michel. Bulletin de l'institut de géologie du bassin d'Aquitaine. 1989.
Baie du Mont-Saint-Michel	C. Larsonneur	Synthèse des données antérieures		La baie du Mont-Saint-Michel. Bulletin de l'institut de géologie du bassin d'Aquitaine. 1989.
Baie du Mont-Saint-Michel	A. L'Homer, S. Courbouleix, J. Chantraine, J.P. Deroin	Sondages (BRGM) Synthèse des données antérieures	Carte géologique de la France 1/50 000 Baie du Mont-Saint-Michel. Editions BRGM. 1999.	
Baie du Mont-Saint-Michel	C. Bonnot-Courtois, B. Caline, A. L'Homer, M. Le Vot	Synthèse des données antérieures		La Baie du Mont-Saint-Michel et l'Estuaire de la Rance, Mémoire 26, Total Fina Elf, CNRS, EPHE. 2002.

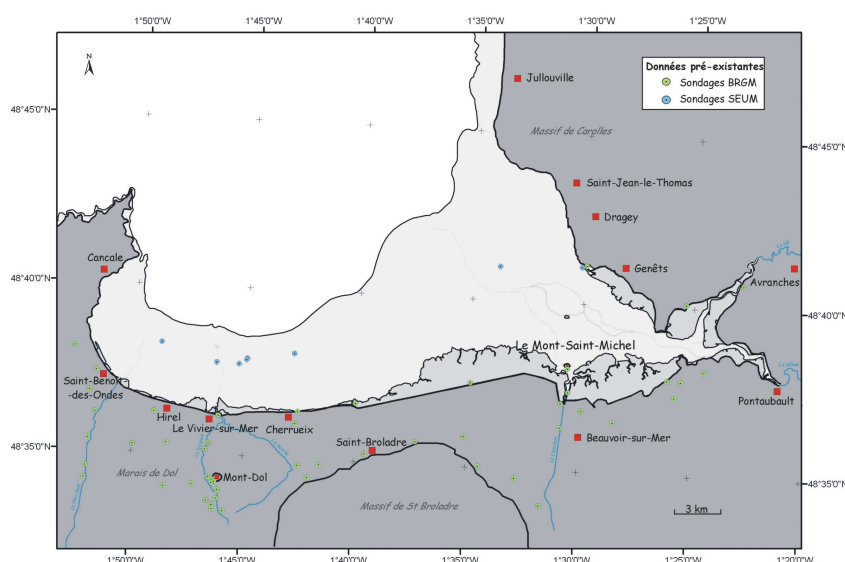


Figure II-9 : Tableau et carte récapitulatifs des travaux antérieurs basés sur l'étude des dépôts holocènes à partir principalement de forages.

Tous ces résultats ont été compilés dans plusieurs documents de synthèse (Larsonneur, 1989 ; L'Homer *et al.*, 1999 ; Bonnot-Courtois *et al.*, 2002). Le prisme sédimentaire holocène dans la

Baie présente des épaisseurs maximales au niveau de la digue actuelle et des marais de Dol, une vingtaine de mètres entre Cherrueix et Saint-Benoît-des-Ondes (Ferey, 1980). La couverture sédimentaire atteint une quinzaine de mètres au niveau de la baie de Cancale et de l'axe estuarien à l'Est. Vers le Nord, le prisme sédimentaire s'amincit en biseau vers le large et ne représente plus que 5 m environ au nord de l'axe Pointe du Grouin - Pointe de Champeaux (Auffret *et al.*, 1982) (Figure II-10). Les différentes études réalisées sur des sondages ont permis de reconstituer les différentes étapes du remplissage sédimentaire holocène.

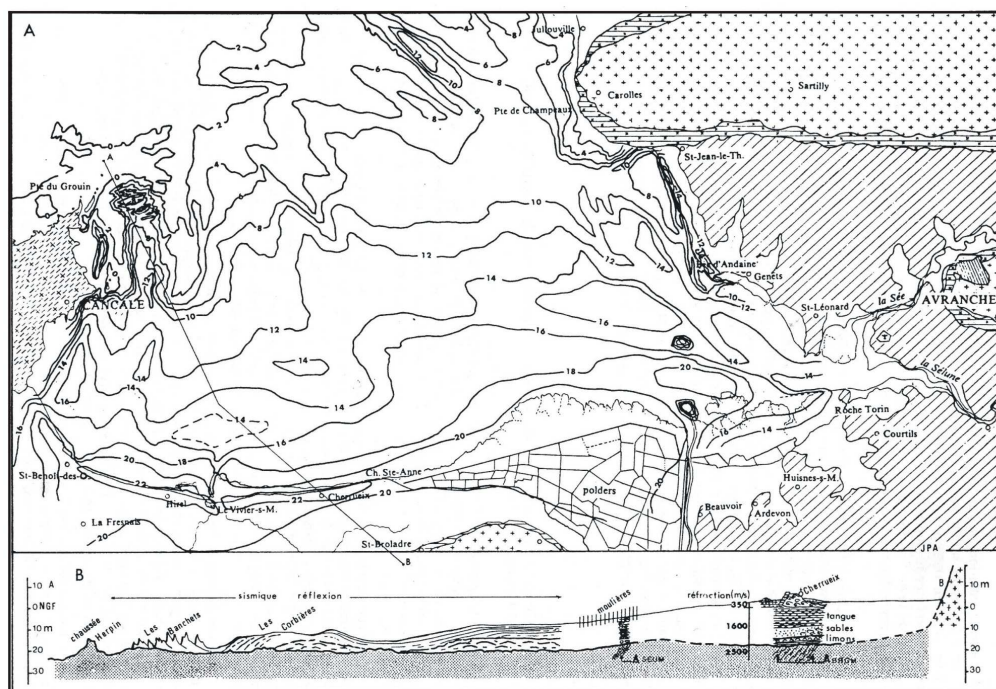


Figure II-10 : Géométrie de la couverture sédimentaire meuble dans le domaine intertidal de la baie du Mont-Saint-Michel (Auffret, 1989 *in* Larssonneur, 1989). A) carte isopaque des sédiments meubles ; B) coupe illustrant la géométrie des dépôts du marais de Dol à l'entrée nord-ouest de la baie.

Vers 8200 ans BP, la mer envahit la partie occidentale de la Baie actuelle, favorisant l'installation de marécages d'eau douce dans les marais de Dol. La transgression atteint ensuite l'ensemble de la Baie jusqu'aux falaises fossiles de Saint-Broladre et le remplissage sédimentaire se compose alors de sables marins coquilliers. Dans les marais de Dol la succession des faciès de tange et de tourbe est interprétée comme plusieurs séquences régressives en relation avec une remontée irrégulière du niveau marin. L'Homer *et al.* (1999) synthétise les résultats des différentes études et met en évidence une succession de pulses transgressifs au cours de la transgression généralisée. En se basant sur les datations ^{14}C des tourbes décrites dans les sondages, il propose des pulses transgressifs à : 7050 ans BP, 6000 ans BP, vers 4950 ans BP, entre 4400 et 4030 ans BP, de 3600 ans BP à 3400 ans BP, vers 2800 ans BP, entre 2300 ans BP et 2050 ans BP et enfin vers 1800 ans BP. Ces phases d'accélération de la remontée du niveau marin encadrent des périodes de ralentissement (voire régression) pendant lesquelles se sont développés vers le Nord des faciès de schorre ainsi que des lentilles de tourbe dans les marais de Dol, et dans la zone estuarienne. Les formations tourbeuses reconnues dans les Marais de Dol sont associées à la construction et le déplacement de cordons sableux (Morzadec-Kerfourn, 1974).

A l'Est de la Baie, l'invasion marine est plus tardive en raison d'une topographie plus élevée (Clet-Pellerin *et al.*, 1981). Vers 7500 ans BP, une barrière littorale sableuse se construit au Nord-Est en prolongation de la barrière littorale de la côte Ouest du Cotentin, favorisant la mise en place d'un

schorre en arrière. La barrière va reculer au cours de la transgression avec des périodes de développement plus important des schorres en relation avec la dynamique du cordon et à la remontée du niveau marin. Des formations tourbeuses ont également été décrites à l'Est mettant en évidence les phases de ralentissement de la transgression (après 6200 BP, vers 3600 BP et après 3000 BP) (Clet-Pellerin *et al.*, 1981). Ces différentes informations ont été reportées sur la figure (synthèse Europe, Figure I-7).

La compilation de ces différents résultats sous la forme d'une reconstruction paléo-géographique de la Baie et d'une coupe du prisme sédimentaire est proposée sur la Figure II-11 (A et B). L'exploitation des coupes et sondages réalisés dans la Baie associée à des datations au radiocarbone a permis à L'Homer *et al.* (2002), de présenter une courbe de remontée du niveau marin dans la Baie du Mont-Saint-Michel (Figure II-11 C).

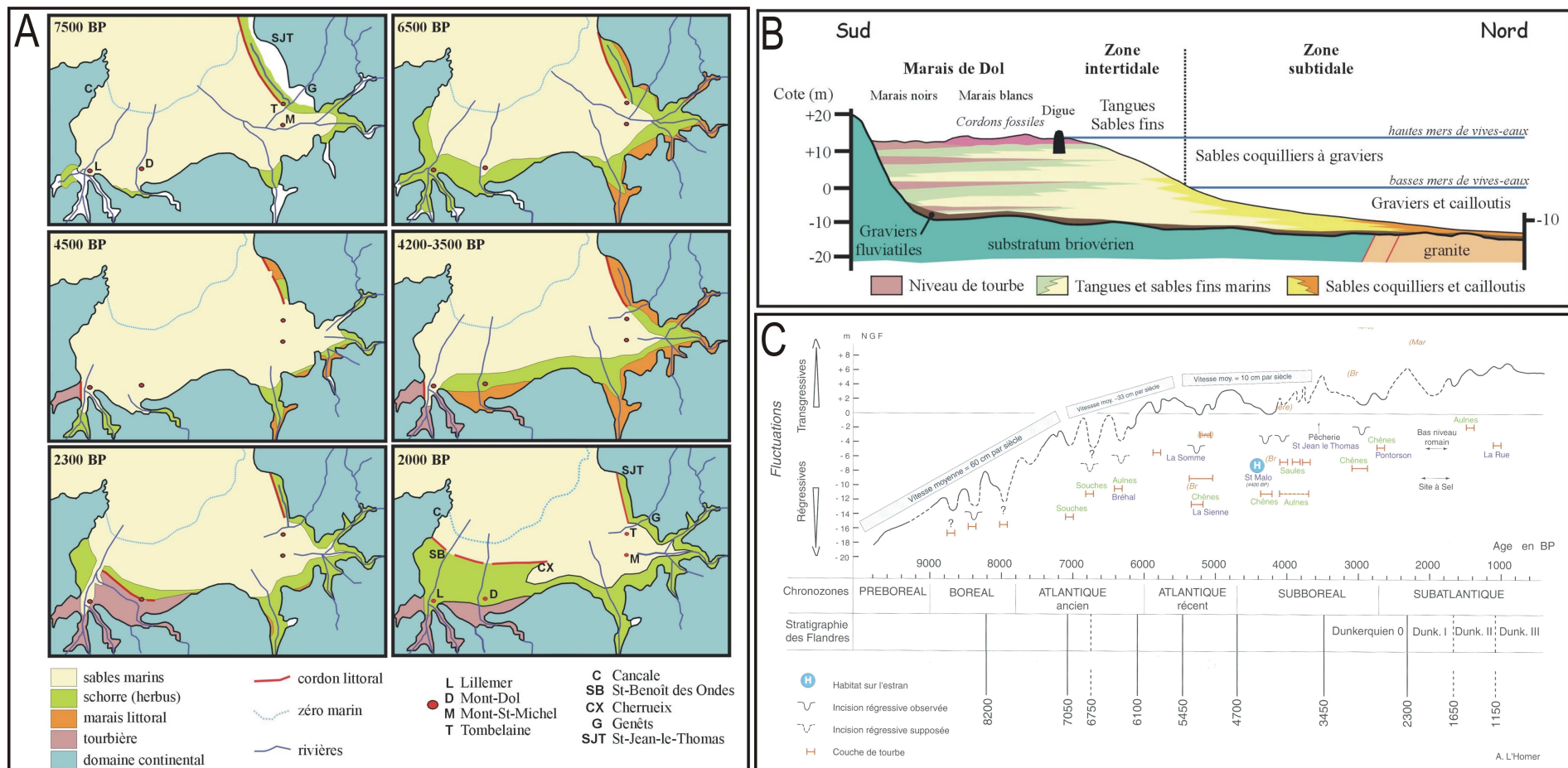


Figure II-11 : A) Reconstitution paléo-géographique de la baie du Mont-Saint-Michel pendant les principales étapes de son évolution Holocène ; B) schéma de la géométrie du prisme de remplissage Holocène (Tessier, 2003 d'après Morzadec-Kerfourn, 1974) ; C) courbe des principales fluctuations du niveau marin atteint par les marées de vive-eau depuis 9000 ans (L'Homer *et al.*, 2002).

Conclusion Chapitre II

L'ensemble de ce chapitre a permis de définir les différents environnements de dépôts de la Baie du Mont-Saint-Michel et propose une revue de son histoire holocène. La Baie du Mont-Saint-Michel est donc composée de trois grands domaines morpho-sédimentaires : un système de « baie » à l'Ouest, un système estuarien à l'Est et un système de barrières littorales sableuses le plus exposé aux houles au NE.

Dans le chapitre I, nous avons vu qu'il existe différents modèles de géométrie et de faciès pour ces différents environnements. **Comment évoluent les faciès sédimentaires latéralement d'un environnement à un autre ? Le remplissage sédimentaire global du bassin résulte-t-il de la combinaison de plusieurs modèles de remplissage ? Quels environnements seront les mieux préservés ? Quels facteurs allo- ou autocycliques sont à l'origine de la mise en place de ces dépôts et de leur préservation ?** Telles sont les questions auxquelles nous allons tenter de répondre au cours de ce travail.

Dans ce but, plusieurs campagnes de prospection sismique THR et de vibro-carottage ont été menées dans la Baie afin de définir précisément l'organisation géométrique et la nature de son remplissage holocène. Les différents résultats sismiques et sédimentologiques sont présentés dans la partie suivante (partie 2: Chap. III – sismique ; Chap. IV – sédimentologie).

Partie 2

Cette seconde partie présente l'ensemble des données et résultats obtenus au cours de ce travail de thèse. Le chapitre III expose les résultats de sismique THR et les spécificités des modèles géométriques pour chaque environnement de dépôt composant la Baie, le système de « baie », le système estuarien et le système ouvert du littoral NE.

Le chapitre IV présente les résultats sédimentologiques issus des prélèvements par carottage. Pour chaque milieu, faciès et séquences sédimentaires sont présentées, et leur évolution temporelle est définie.

Chapitre III : Architecture du prisme sédimentaire en Baie du Mont-Saint-Michel

Chapitre IV : Faciès et évolutions sédimentaires en Baie du Mont-Saint-Michel

Chapitre III

Architecture du prisme sédimentaire en Baie du Mont-Saint-Michel

III-1 Prospection sismique THR : principes, méthodes et traitements	43
III-1.1 Rappels sur les principes de la sismique réflexion	43
III-1.2 Matériel utilisé	43
III-1.3 Campagnes sismiques	44
III-1.4 Traitements des profils sismiques	46
III-1.5 Conversion temps/profondeur	47
III-1.6 Analyses des données : la stratigraphie sismique	47
III-2 Résultats de la sismique THR	48
III-2.1 Introduction	48
III-2.2 Le Secteur Ouest : « la baie » (de la Pointe du Grouin au banc des Hermelles)	48
III-2.2-1 Unités sismiques	48
III-2.2-2 Organisation générale	52
III-2.3 Le secteur Est : le système estuarien	64
III-2.3-1 Unités sismiques	64
III-2.3-2 Organisation générale	67
III-2.4 Le secteur du littoral Nord-Est (Litt. NE)	75
III-2.4-1 Unités sismiques	75
III-2.4-2 Organisation générale	77
III-2.5 Signatures acoustiques du gaz	87
III-2.5-1 Introduction	87
III-2.5-2 Les différentes signatures acoustiques du gaz	87
III-2.5-3 Relations entre les zones de gaz et les unités sismiques	90
III-2.5-4 Discussion sur la formation du gaz	90
III-2.5-5 Conclusion	91
III-3 Synthèse sur l'architecture du prisme sédimentaire en Baie du Mont-Saint-Michel	91

III-1 Prospection sismique THR : principes, méthodes et traitements

III-1.1 Rappels sur les principes de la sismique réflexion

La méthode sismique utilisée (sismique réflexion) se fonde sur la réflexion du son sur les interfaces entre deux milieux du sous-sol. Ces interfaces correspondent à la séparation de deux milieux présentant une impédance acoustique différente (propriétés physiques et acoustiques différentes). L'impédance acoustique (Z) est le produit de la vitesse acoustique des ondes (V) et de la densité du milieu (ρ). $Z = V \rho$

C'est le **contraste** d'impédance entre deux milieux (traduit par l'énergie réfléchie) qui génère le réflecteur. On définit le coefficient de réflexion (R) ou réflectivité par $R = (Z_2 - Z_1) / (Z_2 + Z_1)$ (Z_1 et Z_2 correspondant à l'impédance acoustique du milieu supérieur 1 et inférieur 2).

Ainsi l'enregistrement sismique ou la trace sismique correspond au produit de convolution de chaque coefficient de réflexion $R(t)$, ou log de réflectivité avec le signal acoustique de la source sismique $w(t)$ (ondelette). On note alors la trace synthétique : $T(t) = R(t) * w(t)$. Une trace est formée pour chaque tir émis et reçu. La succession de toutes ces traces forme le profil sismique (McGeel, 1995).

III-1.2 Matériel utilisé

Dans le cadre de cette étude, nous nous intéressons au domaine côtier et par conséquent à un environnement caractérisé par des petits fonds. Un outil sismique adapté à ce type d'environnement a donc été mis en œuvre : le Boomer IKB-Seistec. Le principe de fonctionnement de cet appareil, développé au Canada par P. Simpkin (Davis et Simpkin, 1993), est basé sur l'émission d'une large bande de «hautes fréquences» (1-10 kHz) permettant ainsi une résolution verticale approchant les 25 cm (sismique très haute résolution). Le système comprend : 1) une source : une plaque boomer (source électrodynamique), dont le principe s'appuie sur la déformation d'une plaque sous l'action d'une impulsion électrique. Cette déformation génère une onde acoustique transmise dans la colonne d'eau et dans les sédiments ; 2) un récepteur représenté par une suite d'hydrophones. Dans le but de réduire le bruit (interférences de la source et échos), les hydrophones sont disposés le long d'une tige verticale au centre d'un cône. Celui-ci est situé à 70 cm de la source, favorisant la prospection en petits fonds (Figure III-1). Le tout, plaque et cône, est fixé sur un catamaran de 2.5 m de long.

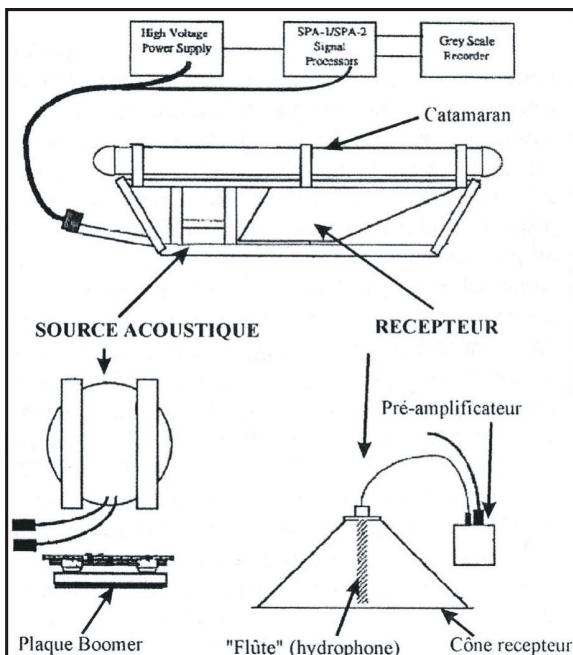


Figure III-1 : schéma du Boomer IKB Seistec. La source est composée d'une plaque boomer. Le récepteur est représenté par une succession d'hydrophones disposés à l'intérieur du cône. Un pré-amplificateur est associé au système de réception du signal.

Le Seistec est outil performant et bien adapté au milieu côtier. Cependant, des conditions de mer très bonnes sont nécessaires pour l'acquisition de données de qualité (vents inférieurs à 3 Beaufort).

La chaîne sismique complète se compose: 1) du Boomer Seistec, 2) d'une génératrice haute tension (SIG Energos 200) à l'origine des impulsions électriques vers le Seistec, 3) un boîtier à la sortie du signal brut du boomer (boîte SPA 3 fournie avec le Seistec) permettant de contrôler le gain et de filtrer le signal brut, 4) d'un ordinateur équipé d'un système d'acquisition Elics-Delph Seismic, 5) d'un DGPS (Figure III-2).

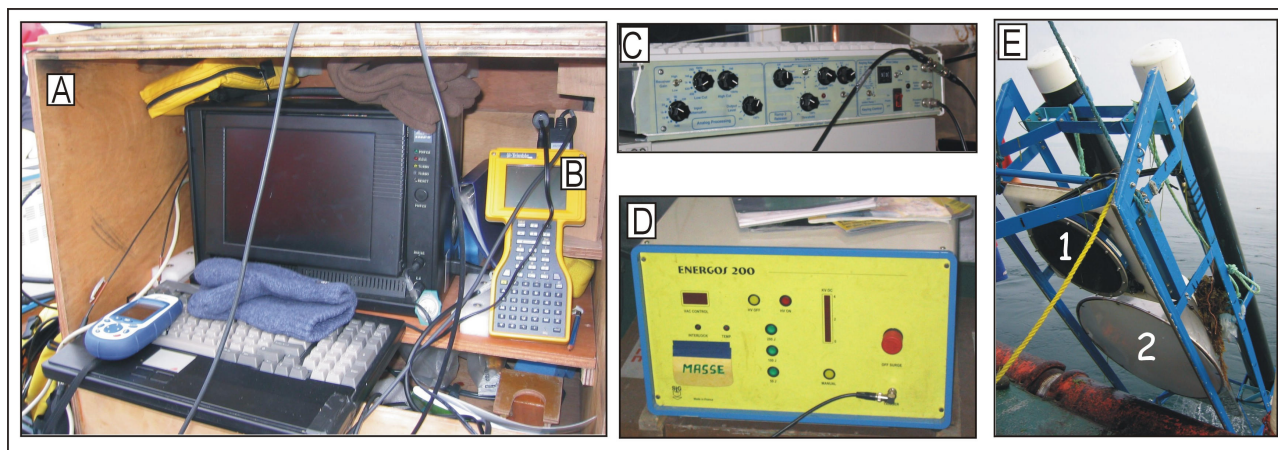


Figure III-2 : Chaîne sismique. A) ordinateur de terrain ; B) ordinateur du DGPS Trimble ; C) boîte SPA3 ; D) génératrice haute tension SIG Energos 200 pouvant libérer 50, 100 et 200 J ; E) Boomer IKB Seistec, la source boomer (1), le cône de réception (2).

L'utilisation du Seistec est adaptée au milieu sédimentaire de la Baie du Mont-Saint-Michel, notamment à l'Ouest de la baie où les fonds sont de nature plus argileuse. Cependant la présence de gaz dans les sédiments modifie considérablement le signal et génère une zone acoustiquement sourde (Gorgas *et al.*, 2003 ; Baltzer *et al.*, 2005 ; Bertin et Chaumillon, 2005). Egalement, la présence de sables thixotropiques, caractéristiques du milieu estuarien de la baie modifie la signature sismique (Baltzer *et al.*, 2004). D'autre part, le phénomène occasionnel de réverbération observé sous le premier réflecteur (fond marin) dans les sédiments sableux, peut diminuer la résolution verticale de l'enregistrement (Labaune *et al.*, 2005).

III-1.3 Campagnes sismiques

Dans le cadre de notre étude, 600 km de profils sismiques THR ont été réalisés au cours de plusieurs campagnes (Tableau III-1). Le plan général de positionnement de ces différentes missions de prospection sismique est représenté sur la Figure III-3.

Campagne	Nom des profils	Dates	Navires	coeff. et marnage	Zone prospectée	Système géodésique	Energie libérée	Cadence de tir et vitesse d'acquisition	Fréquence échantillonnage
BMSM	Cbmsm	03/03	Zodiac privé	101/111 12.2-12.7 m	Cancale	WGS 84	100 J	2 tirs/s 3.5 nds	40 000 Hz
Desenvi	baimont	02/04	R/V Côte d'Aquitaine	82 11.6 m	Secteur nord-est de la baie	WGS 84	100J	2 tirs/s 3.5 nds	40 000 Hz
SNSM	Sbmsm	05/04	Vedette SNSM Quokelunde	40 9 m	Secteur nord-est de la baie	WGS 84	100J	2 tirs/s 3.5 nds	40 000 Hz
Champeaux	Chpx	03/05	Zodiac privée	82 12.25 m	Secteur nord-est de la baie	WGS 84	100J	2 tirs/s 3.5 nds	40 000 Hz
Granville1	Gran0	06/05	Zodiac privé	89 11.9 m	Estuaire externe	WGS 84	200J	2 tirs/s 3.5 nds	40 000 Hz
Granville2	Gran5	07/05	Vedette privée	95 12.4 m	Estuaire externe	WGS 84	200J	2 tirs/s 3.5 nds	40 000 Hz
GEOMONT	cancal estu jullou	09/05	R/V Côte d'Aquitaine	84 à 49 11.6 à 8.9 m	Secteurs ouest, est et estuaire externe	WGS 84	200J	2 tirs/s 3.5 nds	40 000 Hz
MONTEST	cherru hirel montest	05 /06	R/V Côte d'Aquitaine Vedette privée	105 à 48 12.6 à 10 m	Secteurs sud-ouest, et estuaire externe	WGS 84	200 J	2 tirs/s 3.5 nds	40 000 Hz

Tableau III-1 : Liste des campagnes sismiques THR effectuées entre 2003 et 2006 dans la Baie du Mont-Saint-Michel et leurs caractéristiques (Métadonnées).

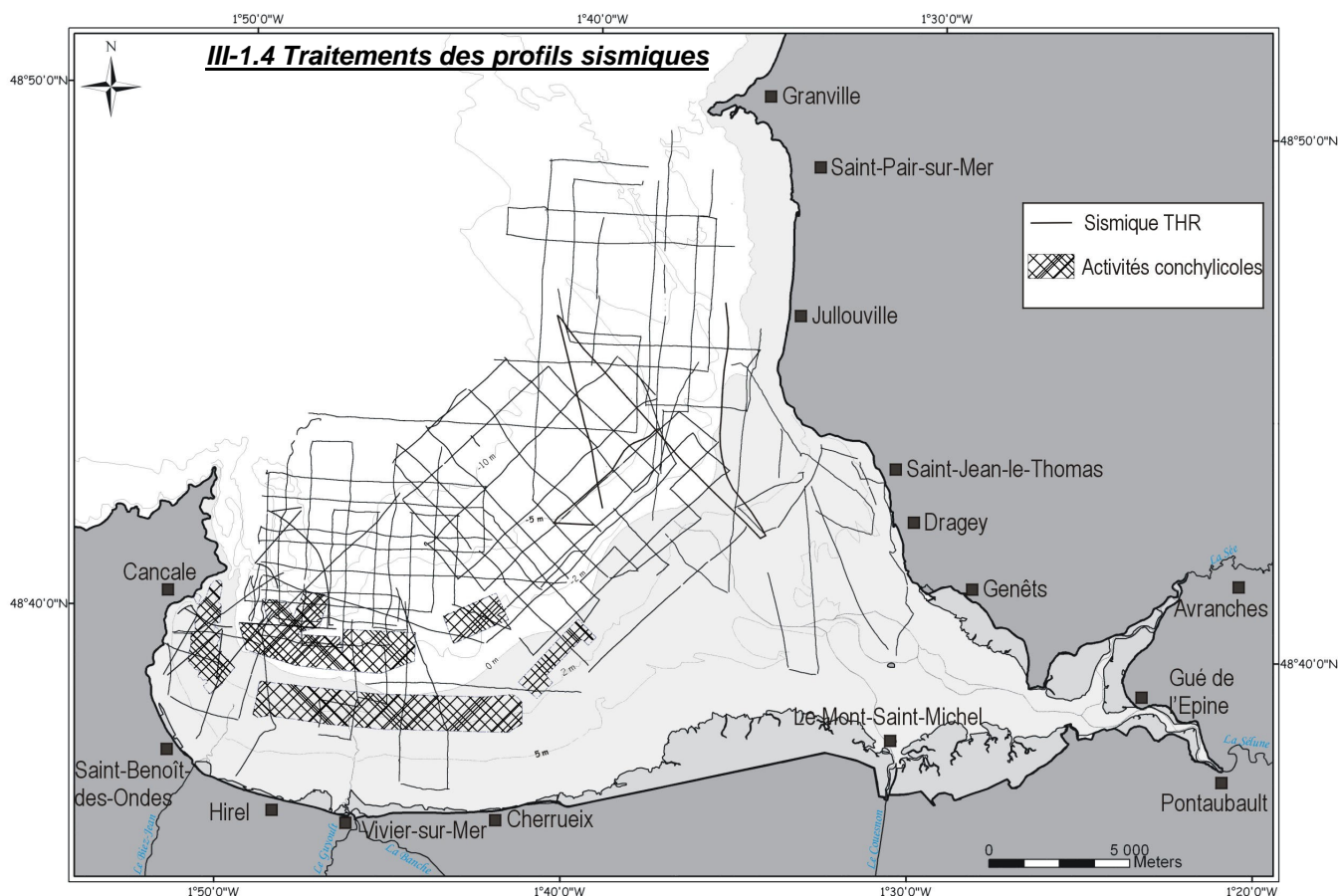


Figure III-3 : Carte de positionnement général de tous les profils sismiques THR acquis entre 2003 et 2006. Les zones d'activités conchylicoles sont également représentées et sont essentiellement situées dans la partie ouest de la baie.

Le traitement des données sismiques a été réalisé en collaboration avec Isabelle Thinon du BRGM. Deux logiciels ont été utilisés : Seismic Unix et Seismic Vision.

Les données sismiques issues de Delph en format Elics sont d'abord converties en format SEG Y. Les fichiers SEG Y sont ensuite traités sous **Seismic Unix** (SU) selon le cheminement suivant :

- 1) Analyse de la bande fréquentielle
- 2) Ré-échantillonnage de la fenêtre temps entre 0 et 0.04std.
- 3) Application d'un filtre fréquentiel « pass band » (type 0,1,1,0). Les limites externes du filtre sont de 800 Hz et de 9000 Hz.
- 4) Application d'un filtre anti-houle (©La Rochelle)
- 5) Création d'un nouveau fichier SEG Y traité.

Dans le but de générer plusieurs modèles numériques de terrain (MNT), le pointé (numérique) des profils sismiques est réalisé dans le logiciel SeisVision au BRGM. La réalisation du projet « Baie du Mont » a nécessité plusieurs étapes :

- 1) **Le logiciel SeisVision** étant mieux adapté aux sismiques plus basses fréquences (échelle verticale différente), le temps (mstd) est multiplié par deux sous SU afin de dilater les profils permettant ainsi une meilleure visualisation pour les pointés. Cette itération a demandé au préalable de diviser le taux d'échantillonnage des profils (SU) et a par conséquent engendré une perte de données.
- 2) Les profils SEG Y traités (multipliés par 2), associés à leurs fichiers de navigation sont insérés dans SeisVision.
- 3) **Correction statique** : une première tentative de calage des profils entre eux a mis en évidence un problème majeur : la déformation non négligeable des profils au cours de l'acquisition en raison de l'évolution du marnage. En effet, pendant l'enregistrement de certains profils, le niveau d'eau peut augmenter ou diminuer de plusieurs mètres en très peu de temps.

La première solution choisie a consisté à compenser les variations du niveau marin toutes les 10ms dans les fichiers bruts (SU). Cette compensation du marnage est basée sur les courbes théoriques de marée accessibles pour les ports de Cancale, St Malo et Granville. Or le marnage dans la Baie du Mont-Saint-Michel varie dans le temps, bien sûr, mais également dans l'espace (1m de différence en période de vive-eau entre Granville et St Malo). Une simple correction n'est donc pas satisfaisante : elle supprime l'erreur à certains endroits et l'accroît à d'autres. Pour parfaire cette correction il faudrait utiliser un modèle de marée spécifique au site d'étude.

La solution retenue, en attendant qu'un tel modèle soit développé, correspond à un découpage des profils sismiques, environ tous les 1500 tirs calés par des points de sondes bathymétriques (environ 300 points

Difficultés de la prospection sismique en Baie du Mont-Saint-Michel

Il est nécessaire de souligner la difficulté de réaliser une prospection géophysique dans un environnement comme la Baie du Mont-Saint-Michel. Plusieurs contraintes ont limité cette prospection :

- 1) Le marnage exceptionnel de 15 m ne permet d'atteindre les zones intertidales les plus hautes que quelques jours par an (superficie conséquente).
- 2) L'étendue de la zone conchylicole en bas d'estran (plus de 300 km de bouchots) se présente comme un obstacle dangereux que les navires de l'INSU ne peuvent dépasser, ce qui limite la prospection sismique en milieu subtidal.
- 3) L'absence de port dans la Baie du Mont-Saint-Michel nous a contraint d'embarquer au port « à portes » de Granville, réduisant le temps de travail sur une marée de vive-eau à environ 2 heures (temps de transit important entre Granville et la baie)
- 4) Les forts courants, les hauts fonds et l'absence de carte bathymétrique dans la zone estuarienne ont compliqué l'accès à cette zone en la rendant dangereuse (quelques frayeurs à l'appui).
- 5) La dernière contrainte : les petits fonds de la baie nécessitent l'utilisation de petites embarcations à faible tirant d'eau, ne possédant généralement pas d'abris pour le matériel. Ainsi les conditions météorologiques nécessaires doivent correspondre à un temps calme et sec (ce qui peut être rare en Normandie). Les conditions météorologiques ont été responsables de l'annulation de plus d'une dizaine de sorties en mer.

Une solution : La dernière campagne a été la plus fructueuse en terme de quantité de données acquises dans la zone intertidale entre la ceinture conchylicole et le haut estran. Cette amélioration a été apportée par l'utilisation du Côte d'Aquitaine comme base logistique. Posté dans la baie, en zone subtidale, il a joué le rôle de base pour un autre bateau de plus faible tirant d'eau qui a été utilisé pendant les pleines mers afin d'accéder rapidement aux zones intertidales. Cette stratégie a permis d'augmenter considérablement le temps de travail en période de vive-eau.

issus du MNT bathymétrique réalisé par l'Ifremer et fournit par Chantal Bonnot-Courtois). Cette solution permet de diminuer considérablement l'erreur statique.

4) **Altitude de référence** : le « zéro » du projet est calé par rapport au SHOM mais 0,02std (soit 15m) a été ajouté à chaque profil pour éviter les valeurs négatives (zones intertidales). Cette modification du « zéro » est une procédure de traitement courante notamment en sismique terrestre.

En résumé, pour avoir des cartes (MNT) en temps double, il faut d'abord soustraire 0,02 std pour avoir une altitude de référence puis diviser par deux le temps (rappel : tps initialement multiplié par deux pour dilater l'échelle verticale).

III-1.5 Conversion temps/profondeur

Les données sismiques acquises au cours du présent travail ne permettent pas de déduire les lois de vitesse à utiliser pour la conversion temps/profondeur. Des valeurs issues de travaux antérieurs en sismique réfraction ont donc servi de référence. Pour simplifier, une vitesse globale de 1600 m/s a été choisie (Tableau III-1.5.1) ce qui permet d'englober à la fois tranche d'eau et remplissage sédimentaire, ce dernier étant majoritairement constitué par des tangues silteuses.

Vitesse sismique (m/s)	Nature des formations géologiques
1600	Tangue Holocène
2000-2300	Sables grossiers, graviers du Pléistocène et altérites des schistes Briovériens
3200	Schistes sains Briovériens

Tableau III-2 : Corrélations entre les vitesses sismiques et la nature des formations géologiques. Ces résultats correspondent à l'interprétation des dromochroniques issues de la coupe sismique réfraction entre le Mont-Saint-Michel et Tombelaine réalisée par le BRGM en 1980 (Ferrandes et Rougieux, 1980) dans le but de cartographier le substrat « rapide » (schistes sains).

III-1.6 Analyses des données : la stratigraphie sismique

Les principes de base de la stratigraphie séquentielle ont été présentés dans le chapitre I. Ces principes, établis à l'origine pour la sismique pétrolière (Mitchum *et al.*, 1977 ; Payton, 1977), peuvent être utilisés dans le cas de la sismique THR. L'analyse des données sismiques et leurs interprétations ont été menées en suivant ces principes. Les unités ont été délimitées par des discontinuités majeures. Les différents cortèges sont interprétés selon l'assemblage de différentes unités sismiques. Chacune de ces unités se définit par sa forme externe, les faciès sismiques (faciès acoustiques) qui la composent et les caractéristiques de leurs limites inférieure et supérieure. Les faciès sismiques sont définis par la configuration générale des réflecteurs, leur continuité, leur amplitude et leur fréquence (Figure III-4). Ces différents caractères peuvent donner des indications sur les environnements de dépôt dans la mesure où ils sont liés en partie à la lithologie et à l'énergie du milieu.

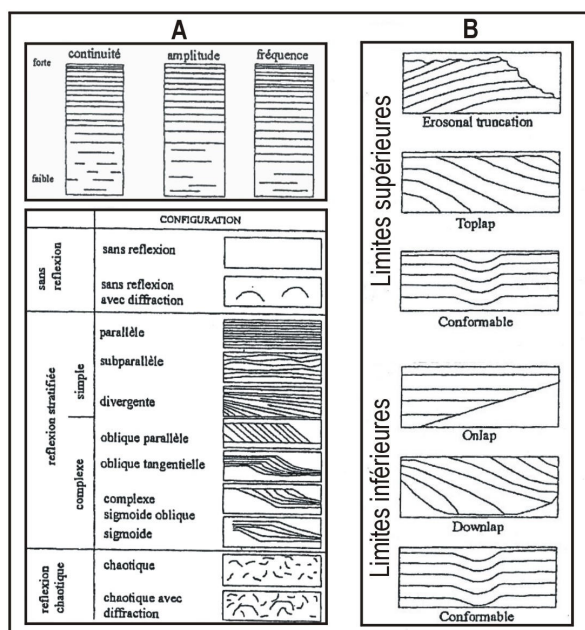


Figure III-4 : A) Caractéristiques des faciès sismiques : continuité, amplitude et fréquence des réflecteurs ; configuration générale et nature des réflexions sismiques. B) Terminaisons des réflecteurs : relation entre le réflecteurs internes et les limites d'unités. D'après Mitchum *et al.*, (1977) in Proust *et al.*, (2001).

III-2 Résultats de la sismique THR

III-2.1 Introduction

Comme nous l'avons mentionné dans le chapitre II, la Baie du Mont-Saint-Michel se caractérise par la juxtaposition de différents environnements de dépôt évoluant simultanément : une baie tidale à l'Ouest, un système estuarien à l'Est et un littoral mixte au Nord-Est. Dans le but de mettre en évidence l'architecture des corps sédimentaires constituant le remplissage de chacun de ces environnements, les données sismiques sont présentées en trois secteurs géographiques d'Ouest en Est.

Pour chacun de ces environnements, un modèle architectural sera présenté, s'appuyant sur les interprétations des profils sismiques (unités et discontinuités).

III-2.2 Le Secteur Ouest : « la baie » (de la Pointe du Grouin au banc des Hermelles)

Le secteur « baie » se compose actuellement de plusieurs sous environnements de dépôt avec la juxtaposition d'Ouest en Est, d'un mud flat (entre Cancale et Hirel), d'un mixed flat (entre Hirel et Cherrueix) et d'un sand flat (à l'Est de Cherrueix). La baie se caractérise aussi par la présence de grands bancs sableux : le banc des Corbières et Les Banchets (à l'Est et au Nord-Est de Cancale). L'analyse des profils sismiques montre que chacun de ces sous environnements présentent une architecture de corps sédimentaires singulière traduisant une évolution complexe du remplissage sédimentaire.

III-2.2-1 Unités sismiques

L'analyse et l'interprétation des différents profils sismiques acquis dans cette zone mettent en évidence dans le remplissage sédimentaire au dessus du substratum (U0) huit faciès acoustiques constituant 5 unités sismiques majeures (de U1 à U5), séparées par 4 discontinuités (Tableau III-2). Les caractéristiques de chaque faciès sismique sont décrites dans le tableau III-3.

Unité U0

Elle correspond à l'unité reconnue la plus profonde, uniquement identifiable par sa limite supérieure, caractérisée par un double réflecteur de bonne continuité et de forte amplitude. Il s'agit d'une surface d'érosion, marquant une topographie plus ou moins accidentée avec une faible pente vers le Nord. Le faciès acoustique de cette unité est transparent (aucune pénétration des ondes acoustiques). Le toit de U0 est compris entre - 15m et + 6 m CM. L'unité U0 correspond au substratum rocheux pré-cambrien.

Unité U1 et discontinuité D1

L'unité U1 repose sur l'unité U0 en comblant ses irrégularités topographiques. Sa géométrie est lenticulaire. U1 se caractérise par une limite supérieure tronquée et par le faciès acoustique transparent à chaotique Fs1. Sa limite inférieure correspond à la discontinuité D1 (toit de U0). U1 est localisée dans un secteur précis (au centre du secteur : 1°49'-1°42' O ; 48° 41'- 48°39'N, soit une superficie de 16 km²). Son épaisseur est comprise entre 0 et 3,5 m. Le toit de U1 est compris entre -14 m (Cancal 53) et -10 m CM (Cancal 42) mais se situe plus généralement vers -10 m CM (Cancal 40).

Unité U2 et discontinuité D2

L'unité U2 repose soit sur l'unité U1 ou directement sur l'unité U0. Sa géométrie est de type lenticulaire comme U1. Sa localisation est similaire à celle de U1 mais plus discontinue. U2 comprend deux faciès acoustiques (Fs1 et Fs2). Les relations entre les réflecteurs internes et la limite supérieure de l'unité sont de type concordant ou en toplap. La limite inférieure (D2) est de nature érosive. L'épaisseur de U2 varie entre 0 et 4 m et son toit se situe entre -14 m et -5,5 m CM avec une moyenne à -8,5 m CM.

En règle générale, la géométrie de l'unité U2 est similaire à la forme de l'unité sus-jacente U3. Cependant, U2 n'est pas toujours reconnue de manière directe sur tous les profils à cause de la présence de gaz générant des zones acoustiquement sourdes.

Unité U3 et discontinuité D3

L'unité U3 repose soit sur U2, soit sur U1 ou sur U0. La géométrie de cette unité diffère selon les lieux. Elle peut être progradante (Hirel 09, Hirel 04) ou aggradante (Cbmsm 03). Elle se caractérise par une large répartition spatiale sur l'ensemble du secteur « baie » mais disparaît vers le nord, à partir de 48°42'N. Quatre faciès sismiques composent U3 (Fs1, Fs3, Fs4 et Fs5) qui présente d'importantes variations latérales. La géométrie progradante ou aggradante de U3 implique des limites de différentes natures. La surface supérieure peut être de type concordant, en toplap ou en troncation, et la surface inférieure, correspondant à la discontinuité D3, peut-être de nature érosive, en downlap ou concordante. L'épaisseur de U3 peut atteindre 16 m. Son toit est compris entre -13 m (Cancal 51) et -3.75 m CM (Cancal 40), le plus souvent à -7.5 m CM (Cancal 39).

Unité U3/4 et discontinuité D3/4

L'unité U3/4 repose toujours sur l'unité U3 et correspond à une unité de transition : raison de sa nomenclature U3/4. Sa configuration externe montre qu'elle pourrait appartenir à l'unité U3 ou à l'unité U4. Cependant, elle s'individualise par sa structure interne par deux faciès sismiques (Fs6 et Fs7), différents de ceux qui composent les unités U3 et U4. La géométrie de U3/4 peut être lenticulaire (Hirel 09) ou ondulée (Cancal 08). Elle est lenticulaire lorsque l'unité sous-jacente U3 présente une géométrie progradante avec une surface supérieure accidentée. L'unité U3/4 joue, dans ce cas, un rôle de « comblement » des irrégularités de U3 (Hirel 09). Elle est ondulée lorsque qu'elle fait la transition entre une géométrie interne progradante de l'unité U3 et une configuration aggradante de l'unité U4 (Cancal 08). L'unité U3/4 est identifiée dans deux zones géographiques : à l'Ouest du secteur « baie » où sa géométrie est lenticulaire, et

à l'Est où elle présente plus généralement une géométrie ondulée. La géométrie variable de cette unité implique différents types de relation entre les réflecteurs internes et les limites de l'unité ; la limite supérieure est de type concordant ou en toplap, et la limite inférieure (discontinuité D3/4) est de type concordant, en downlap ou en onlap.

L'épaisseur de U3/4 est très variable. Elle peut atteindre au maximum 8 m. Son toit est compris entre -8,25 m (Cancal 29, Cancale 08, Cancal 05) et -2 m CM (Hirel 09).

Unité U4 et discontinuité D4

L'unité U4 repose le plus souvent sur les unités U3 et U3/4 mais peut, très localement reposer sur l'unité U2, ou dans des cas plus rares, directement sur l'unité U0. L'unité U4 est la plus puissante de toutes les unités. Elle peut atteindre jusqu'à 24 m d'épaisseur. Sa configuration générale est très diversifiée, avec une géométrie progradante (Cancal 13, Cancal 29), ou aggradante (Hirel 05, Cherru 02, Cbmsm 03) ou chenalisante (Hirel 01). La géométrie aggradante induit une surface inférieure (discontinuité D4) concordante ou en onlap alors que la géométrie progradante implique des terminaisons en downlap. D4 est de nature érosive quand la géométrie de U4 est chenalisante. Ces différentes géométries impliquent d'importantes variations latérales de faciès au sein de cette unité, marquées par la présence de quatre faciès sismiques (Fs8, Fs1, Fs4 et Fs5). L'unité U4 est identifiée sur tous les profils sismiques mais disparaît en biseau vers le nord à partir de 1°43'N.

SECTEUR BAIE

Nomenclature et caractéristiques des unités et faciès sismiques										
Unités sismiques	Géométrie de l'unité	Surface supérieure	Surface inférieure	Épaisseur (temps double)	Faciès sismique	Configuration interne	Caractéristiques des réflecteurs			Illustrations faciès et unités
							Fréquence	Amplitude	Continuité	
Unité 4	progradante aggradante chenalisante	concordant	downlap	< 15 mstd (~ 24 m)	Fs8	chenalisante reflexions discontinues	+++	++	—	
			onlap		Fs5	parallèle à subparallèle	++ à +	+++	++	
			concordant		Fs4	sigmoïde à oblique tangentielle	++ à +++	++	+++	
			troncature		Fs1	transparent chaotique	—	—	—	
Unité 3/4	ondulée à lenticulaire	concordant toplap	downlap onlap concordant	0 à 5 mstd (~ 8 m)	Fs7	parallèle à oblique parallèle pendage faible	++	++	+++	
Fs6	oblique tangentielle pendage faible à moyen	++	++ à +++	++ à +++						
Unité 3	progradante aggradante	toplap troncature concordant	downlap	< 10 mstd (~ < 16 m)	Fs5	sub parallèle à parallèle	++	+ à ++	++ à +++	
			troncature		Fs4	sigmoïde à oblique tangentielle	++	+	++	
			concordant		Fs3	oblique parallèle à sub-parallèle fort pendage	++ à +++	+ à ++	++	
			concordant		Fs1	transparent chaotique	—	—	—	
Unité 2	lenticulaire	concordant toplap	probable troncature	0 à 2.5 mstd (~ 0 à 4 m)	Fs2	sub-parallèle à divergent	+ à ++	+	++	
			Fs1		chaotique transparent	—	—	—		
Unité 1	lenticulaire	tronquée		0 à 2 mstd (~ 0 à 3,5 m)	Fs1	transparent chaotique	—	—	—	
Unité 0	Substratum pré-cambrien				Fs0	Transparent. Pas de pénétration acoustique				

Tableau III.3 : Nomenclature et caractéristiques des unités et faciès sismiques reconnus dans le secteur baie.

III-2.2-2 Organisation générale

Géométrie aggradante (sand flat, Cherrueix)

Au niveau du sand flat de Cherrueix, le profil Cherru 02 (Figure III-5) montre une architecture globalement aggradante illustrée par un large développement de l'unité U4. Les unités U1 et U2 ne sont pas reconnues dans cette zone mais la présence de gaz ne permet pas de confirmer leur absence. L'unité U3 est présente avec une configuration interne définie par le faciès sismique Fs1 (chaotique, transparent), elle est séparée de l'unité U3/4 par la discontinuité D3/4, représentée par une surface plane concordante. L'unité de transition U3/4 met en évidence l'évolution des géométries internes entre les unités U3 et U4. En effet, le faciès sismique de cette unité de plus forte amplitude et de plus forte continuité que le faciès de l'unité sous-jacente, tend vers le faciès de l'unité U4 avec des réflecteurs subparallèles et subhorizontaux. L'unité U3/4 est séparée de l'unité U4 par la surface D4, concordante et non érosive. L'unité très développée U4 présente dans sa partie supérieure le faciès sismique Fs5 illustrant parfaitement la géométrie aggradante de cette zone. La présence de différents faciès acoustiques au sein de l'unité U4 permet d'individualiser plusieurs sous-unités qui seront discutées au cours du chapitre V.

Par ailleurs, ce secteur se caractérise par l'épaisseur maximale des dépôts sédimentaires reconnus en sismique dans le secteur baie, soit environ 22 m d'épaisseur.

Géométrie chenalisante de l'unité U4 (mixed flat, Hirel)

Le profil Hirel 01 permet de mettre en évidence l'évolution architecturale des dépôts vers le Nord et illustre pour partie la géométrie chenalisante de l'unité U4 (Figure III-6). L'épaisseur des dépôts est supérieure à une vingtaine de mètres dans la partie sud-ouest du profil. Malgré la présence de gaz dans les dépôts, l'unité U3 semble toujours se définir par le faciès acoustique Fs1 alors que l'unité supérieure U4 présente des phases d'accrétion latérale traduisant une géométrie chenalisante. Les profondeurs d'incisions sont cependant de faible amplitude. Cette géométrie chenalisante évolue latéralement vers le Nord vers une géométrie aggradante. Au Nord du profil Hirel 01, l'apparition de l'unité de transition U3/4 met en évidence un changement architectural, marqué ici par un pendage vers le Nord des unités sismiques U3, U3/4 et U4 et associé à une diminution de l'épaisseur de chaque unité. Le profil Hirel 01 met en évidence une terminaison en biseau des unités U3, U3/4 et U4 vers le large.

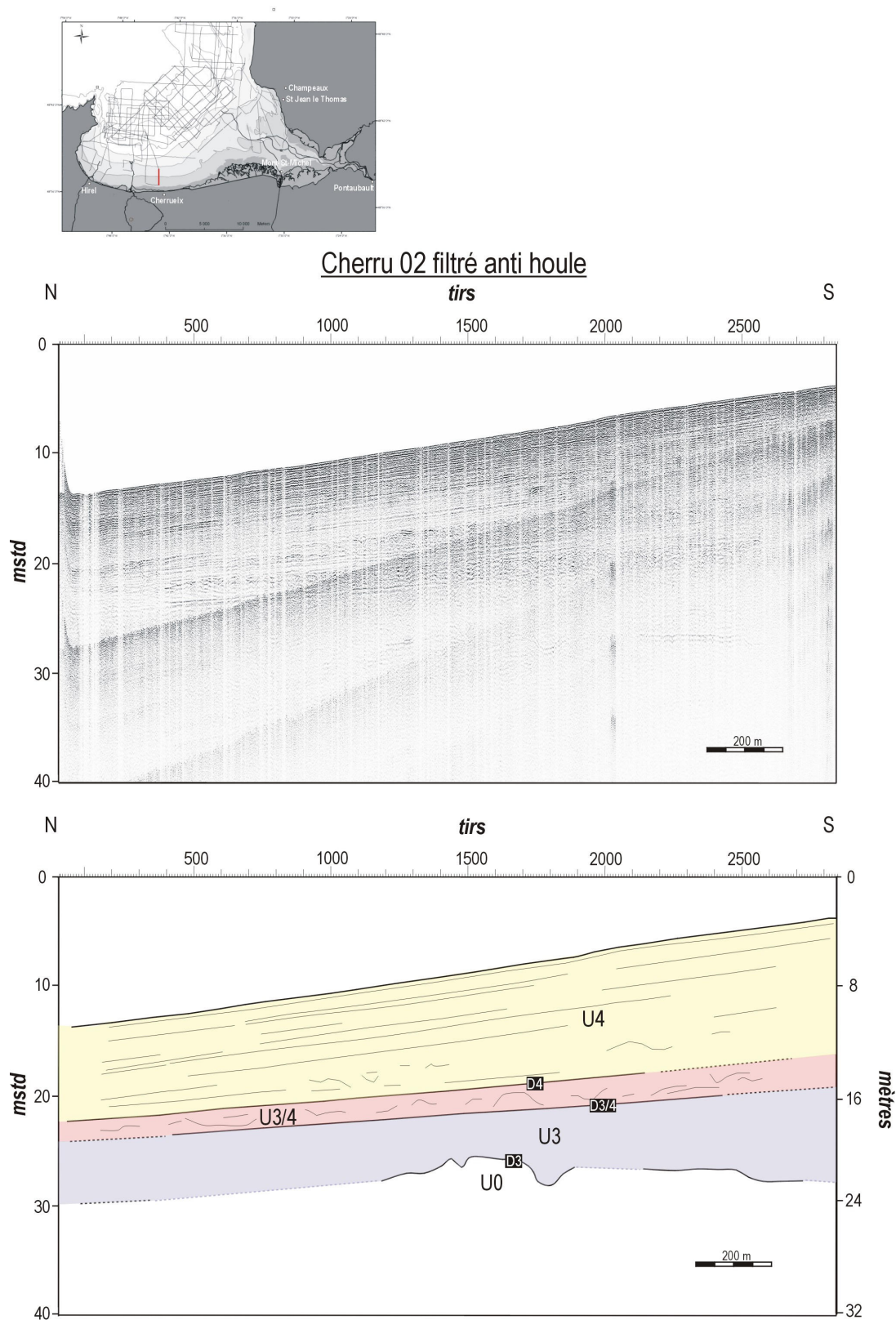


Figure III-5 : Profil sismique THR Cherru 02 et son interprétation montrant la géométrie des unités sismiques présentes au niveau du sand flat de Cherruix.

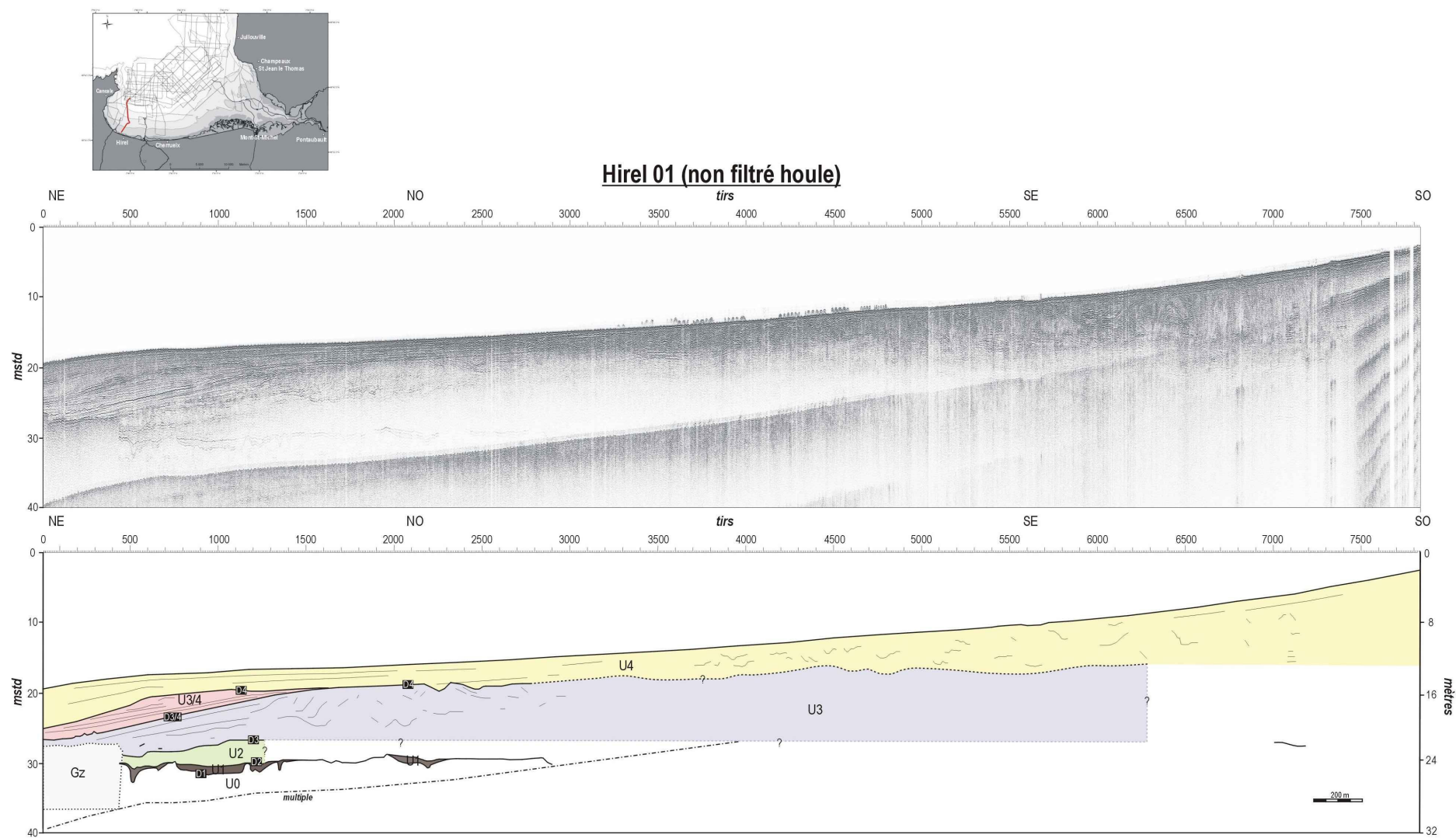


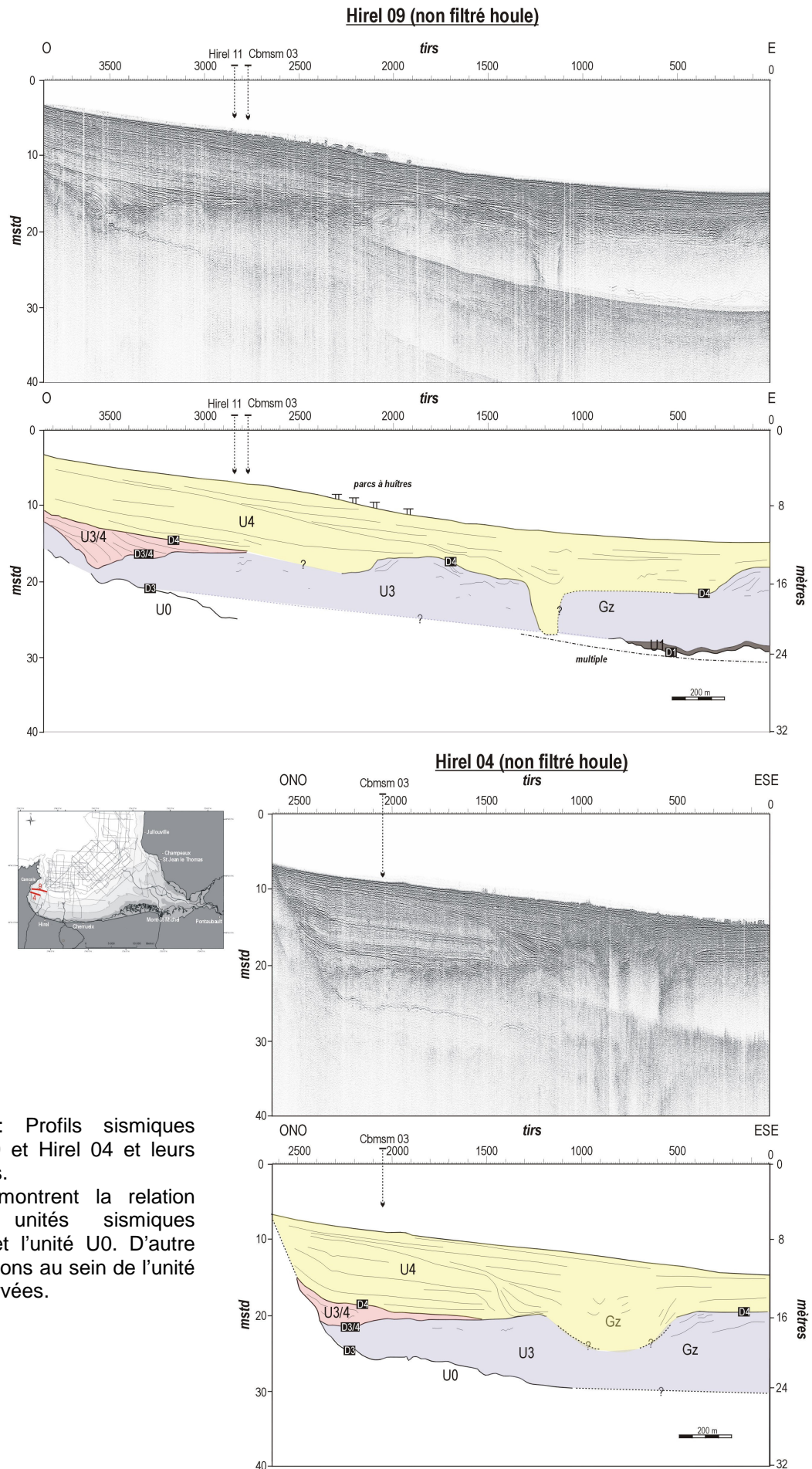
Figure III-6 : Profil sismique THR Hirel 01 et son interprétation montrant la géométrie des unités sismiques présentes au niveau du mixed flat de Hirel.

Bancs progradants, couverture aggradante et incisions tidales (mud flat de Cancale à Hirel)

La plupart des profils sismiques présentés dans la « baie de Cancale » ne sont pas traités de la houle car la présence de parcs à huîtres et de bouchots dégradent le filtrage et par conséquent l'image finale.

Les figures III-7 et III-8 présentent des profils sismiques acquis à l'Ouest du secteur baie. La proximité de la côte s'illustre par la terminaison des unités supérieures U3/4 et U4 en onlap sur le toit de l'unité U0 (Figures III-7 et III-8). Cette zone est caractérisée par des géométries différentes de corps sédimentaires. L'unité U3 se présente sous la forme de grands corps progradants dont les pentes sont comprises entre 0,5 et 1°. Le toit de l'unité U3 est par conséquent représenté par une surface irrégulière et accidentée. Les dépressions topographiques les plus importantes générées par la présence des bancs sont à l'origine de la mise en place de l'unité de transition U3/4 (Hirel 09 et Hirel 04). Celle-ci se présente par une géométrie interne composée de réflecteurs parallèles à subparallèles obliques évoluant dans la partie supérieure de l'unité vers une configuration horizontale, jouant ainsi le rôle de « mise à niveau ».

Dans cette partie de la baie, l'unité U4 est représentée par son faciès sismique Fs5. Des grandes surfaces d'érosion internes, avec des incisions pouvant atteindre 10 m, sont visibles dans U4 (profils Hirel 09, 04 et 05).



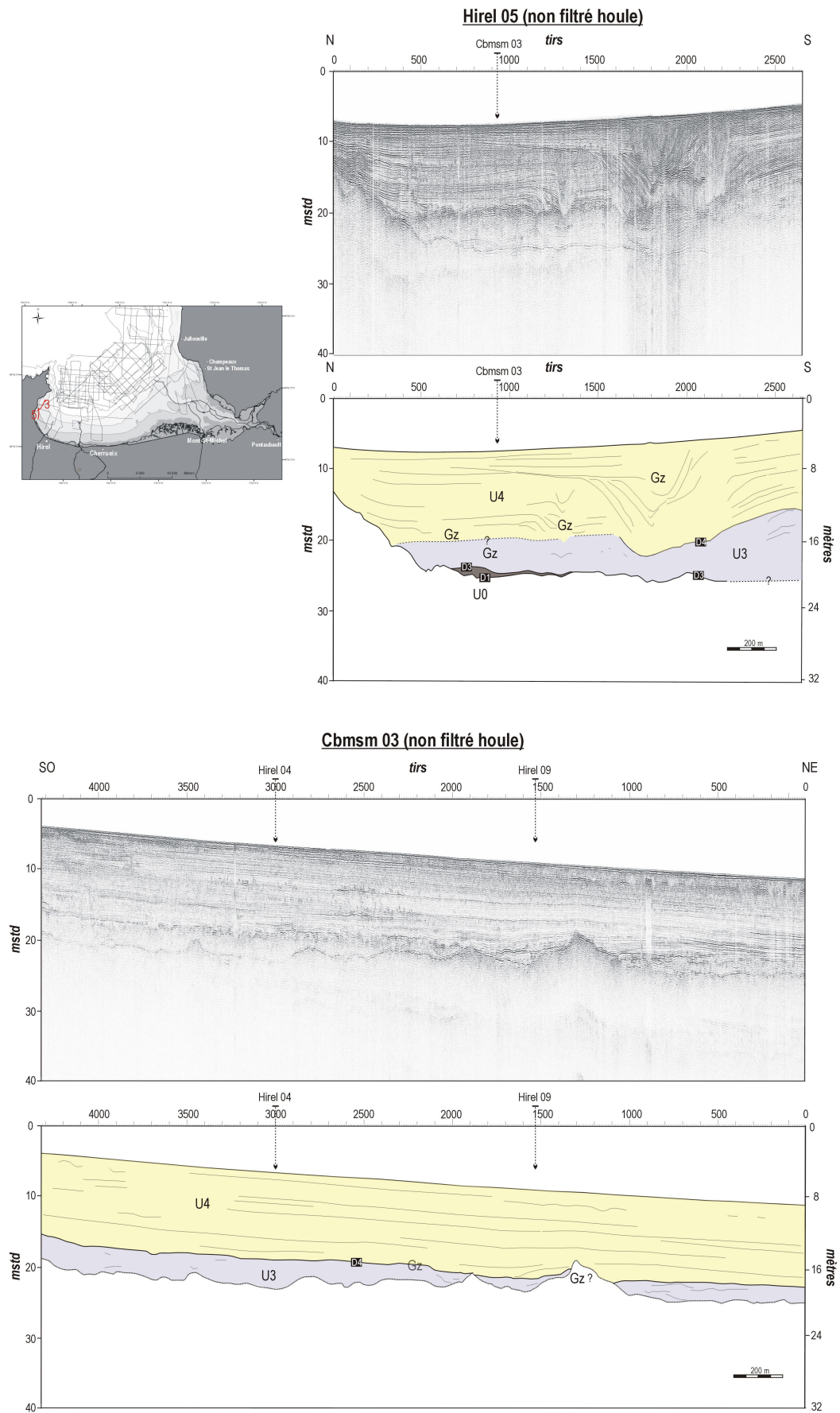


Figure III-8 : Profils sismiques THR Hirel 05 et Cbmsm03 et leurs interprétations.

Une orientation du Sud-Ouest vers le Nord-Est est reconstituée pour les incisions (Figure III-9). La présence de gaz le long de du profil Cbmsm 03 ne permet pas de distinguer les unités basales et la surface D3. Les surfaces érosives au sein de U4 mettent à nouveau en évidence la présence de plusieurs sous-unités sismiques, qui seront comme nous l'avons mentionné précédemment, discutées dans le chapitre V. Ces sous-unités de U4 sont uniquement présentes dans la zone Ouest, très abritée de la baie (« baie de Cancale »). Sur les profils Cancale 38, Cancale 39 et Cancale 40, orientés Ouest-Est et situés un peu plus à l'Est, ces grandes surfaces d'incision au sein de l'unité aggradante U4 ne sont pas identifiées (Figure III-10). Par contre, l'unité U3 est toujours présente sous forme de corps sédimentaires progradants. Plus au Nord, les profils Cancale 43, Cancale 44, Cancale 45 et Hirel 11 présentent le même caractère, l'unité U4 ne manifeste plus d'incision et l'unité U3 est composée de grands bancs progradants (Figure III-11).

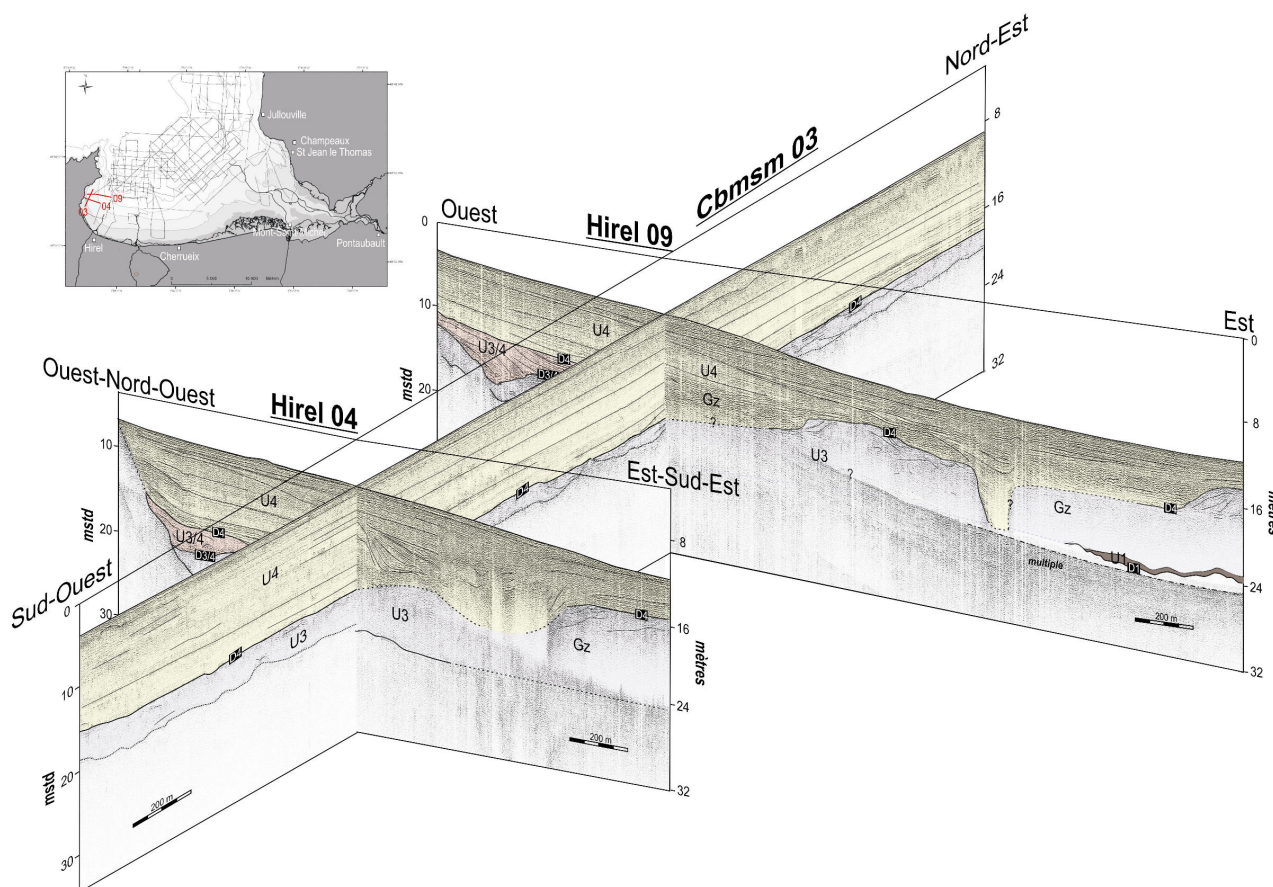


Figure III-9: Représentation dans l'espace des profils sismiques Hirel 04, Hirel 09 et Cbmsm 03 mettant en évidence l'orientation des incisions décrites au sein de l'unité U4.

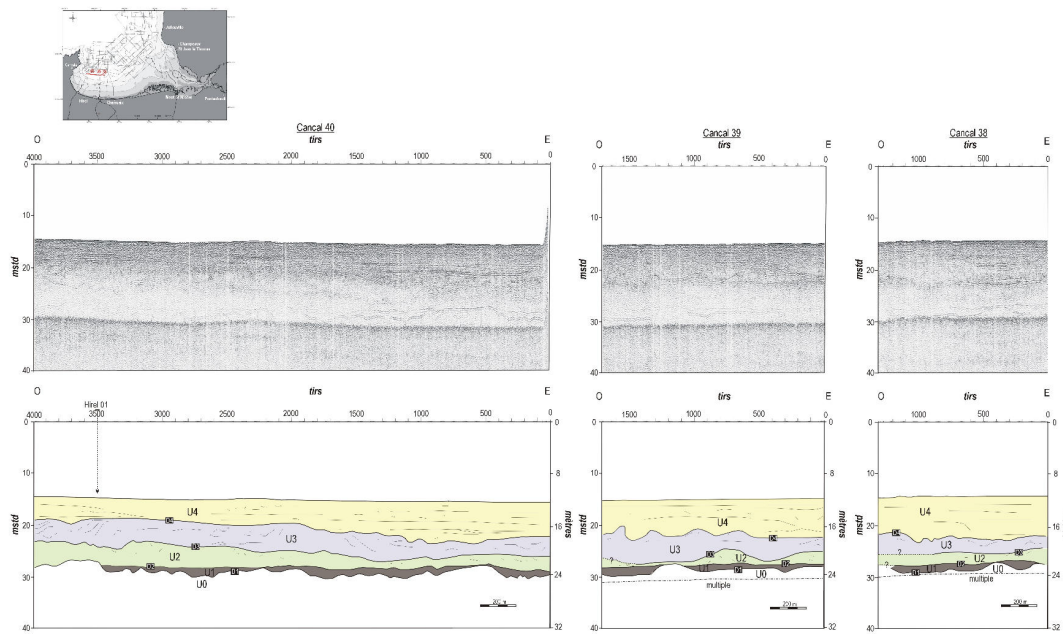


Figure III-10

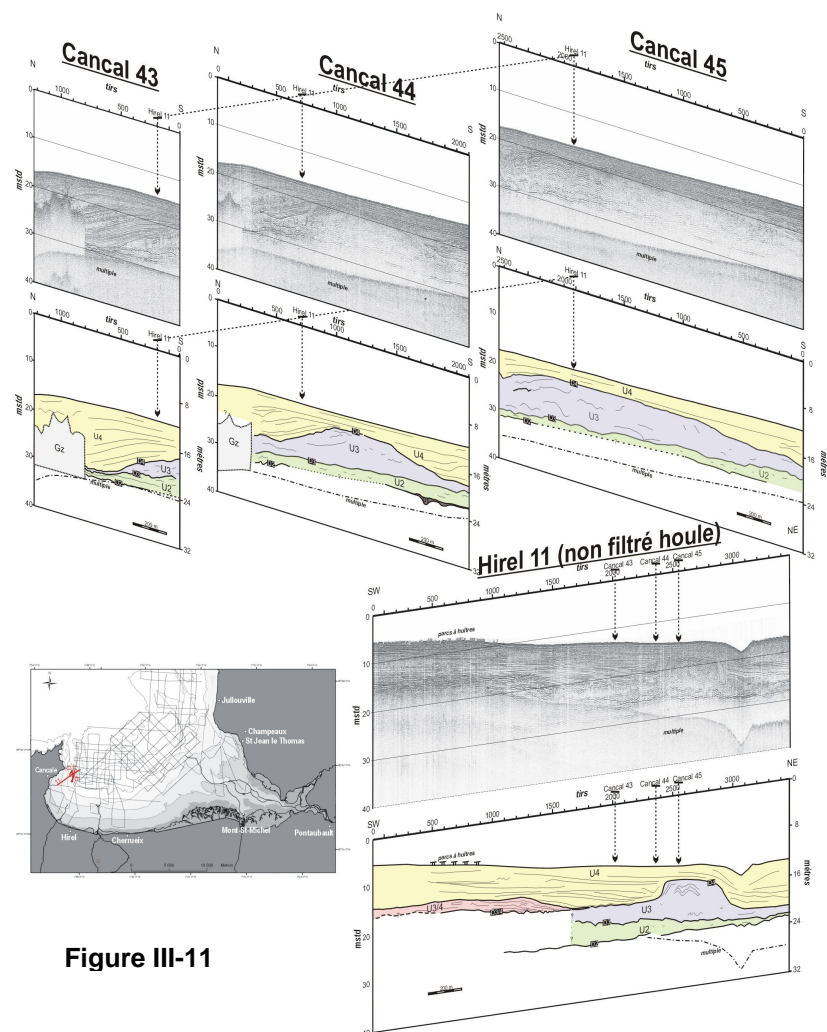


Figure III-11

Figure III-10 et Figure III-11: Profils sismiques Cancal 38, Cancal 39 et Cancal 40 et leurs interprétations montrant l'extension des bancs de l'unité U3 vers le Nord et la disparition des incisions dans l'unité supérieure.

Le banc des Corbières, Les Banchets

La figure III-11 présente un large banc caractéristique de l'unité U3. Ce banc est orienté longitudinalement Nord-Sud, et montre une asymétrie Ouest-Est avec un flanc plus raide orienté vers l'Ouest. U4 montre une géométrie interne oblique conforme à la morphologie du banc sous-jacent.

Vers le Nord (Figure III-13), les profils Cancal 08 et Cancal 13 montrent que le banc enfoui de l'unité U3 passe latéralement au banc des Corbières. Ce dernier présente la même orientation mais appartient à l'unité U4, illustrée dans cette zone par une géométrie progradante (Fs4). Le passage entre ces deux zones montre que le banc de l'unité U3 correspond à la base du banc des Corbières.

Le profil Cancal 13 (Figure III-13) présente une géométrie très particulière de l'unité U4 : au Sud du profil, la configuration interne de l'unité se caractérise par une progradation vers le Nord de celle-ci alors qu'au niveau du banc des Corbières, les réflecteurs montrent un pendage vers le Sud avec une terminaison en downlap.

Au nord du profil Cancal 13, un autre système de bancs sédimentaires correspond aux Banchets et semble appartenir à U3.

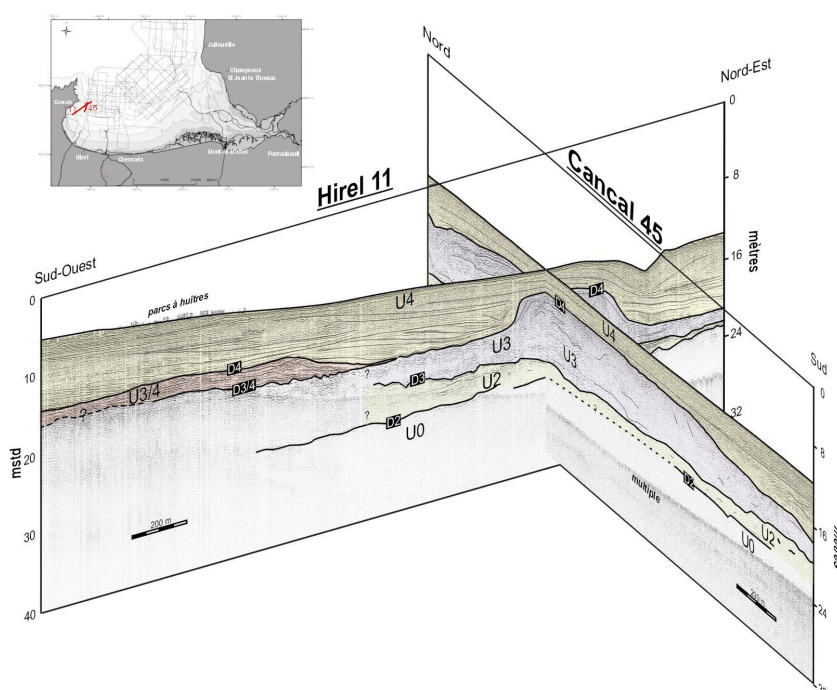
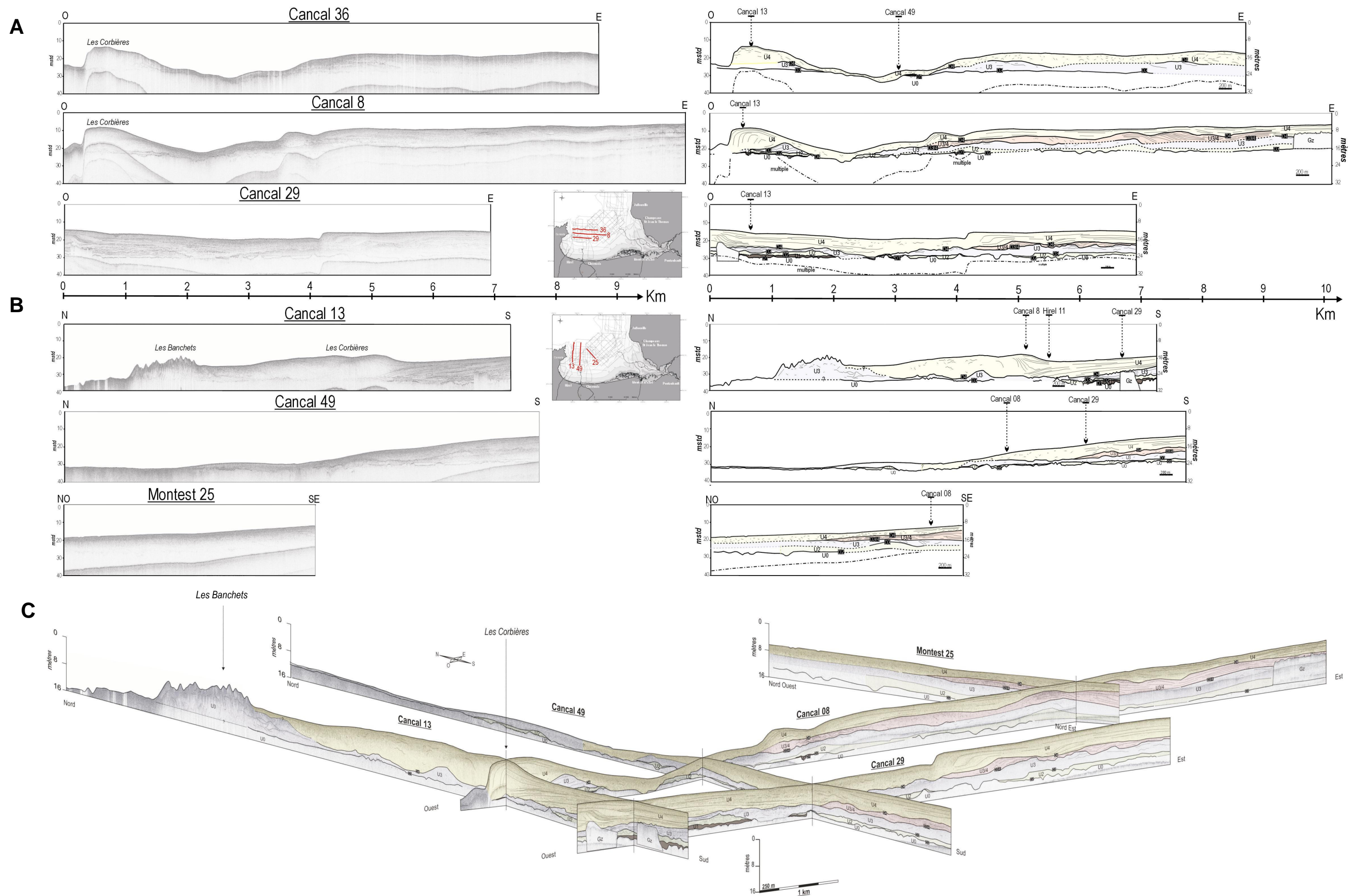


Figure III-12: Représentation dans l'espace des profils sismiques Hirel 11 et Cancal 45. Cette représentation montre l'extension des bancs de l'unité U3 et l'orientation de leur fonctionnement (Ouest-Est).

Evolution architecturale du remplissage sédimentaire du secteur « baie » vers le Nord

Le profil Cancal 49 de la figure III-13B, présente l'évolution architecturale vers le Nord des différentes unités sismiques décrites dans ce secteur (U1, U2, U3, U3/4 et U4). L'ensemble des formations diminue en épaisseur. Les unités supérieures U3/4 et U4 évoluent sous la forme d'un biseau, et les discontinuités D3/4 et D4 ont une terminaison en downlap sur le toit de U0. Les profils Cancal 08 et Cancal 36 mettent en évidence la morphologie des corps sédimentaires dans la partie nord (Figure III-13A). Au niveau de cette zone, le toit de l'unité U0 est profond (- 15m CM) et est à l'origine d'une dépression bathymétrique encore marquée aujourd'hui. Les unités U1, U2 et U3 ne sont pas présentes au cœur de cette dépression, et l'unité U4, dont la surface basale est ici érosive (Cancal 36 et Cancal 08). Sur les bordures de la dépression, les discontinuités D2 et D3 présentent des terminaisons en downlap sur U0.



Evolution architecturale du remplissage sédimentaires du secteur « baie » vers l'Est

C'est dans la partie est de ce secteur « baie » que l'unité de transition U3/4 est la plus représentée. D'Ouest en Est, U3 passe latéralement d'une géométrie progradante à une géométrie aggradante (Figure III-13B). L'unité de transition U3/4 caractérisée par une géométrie ondulante subit la même évolution vers l'Est (Cancal 08) et tend à disparaître en passant latéralement à l'unité U4 (Cancal 08). U4 montre également des variations latérales de faciès importantes ; qu'elle soit de nature aggradante (Cherru 02) ou progradante (Cancal 36), l'unité U4 tend vers l'Est, à devenir aggradante avec des réflecteurs de forte amplitude, de forte continuité et haute fréquence. Le profil Montest 15, orienté NW-SE, montre que les réflecteurs constituant l'unité U4 à l'Est ont des terminaisons en downlap et progradent vers le Nord (Figure III-14). La figure III-13C présente l'extension de toutes les unités sismiques constituant le secteur baie vers le Nord et vers l'Est.

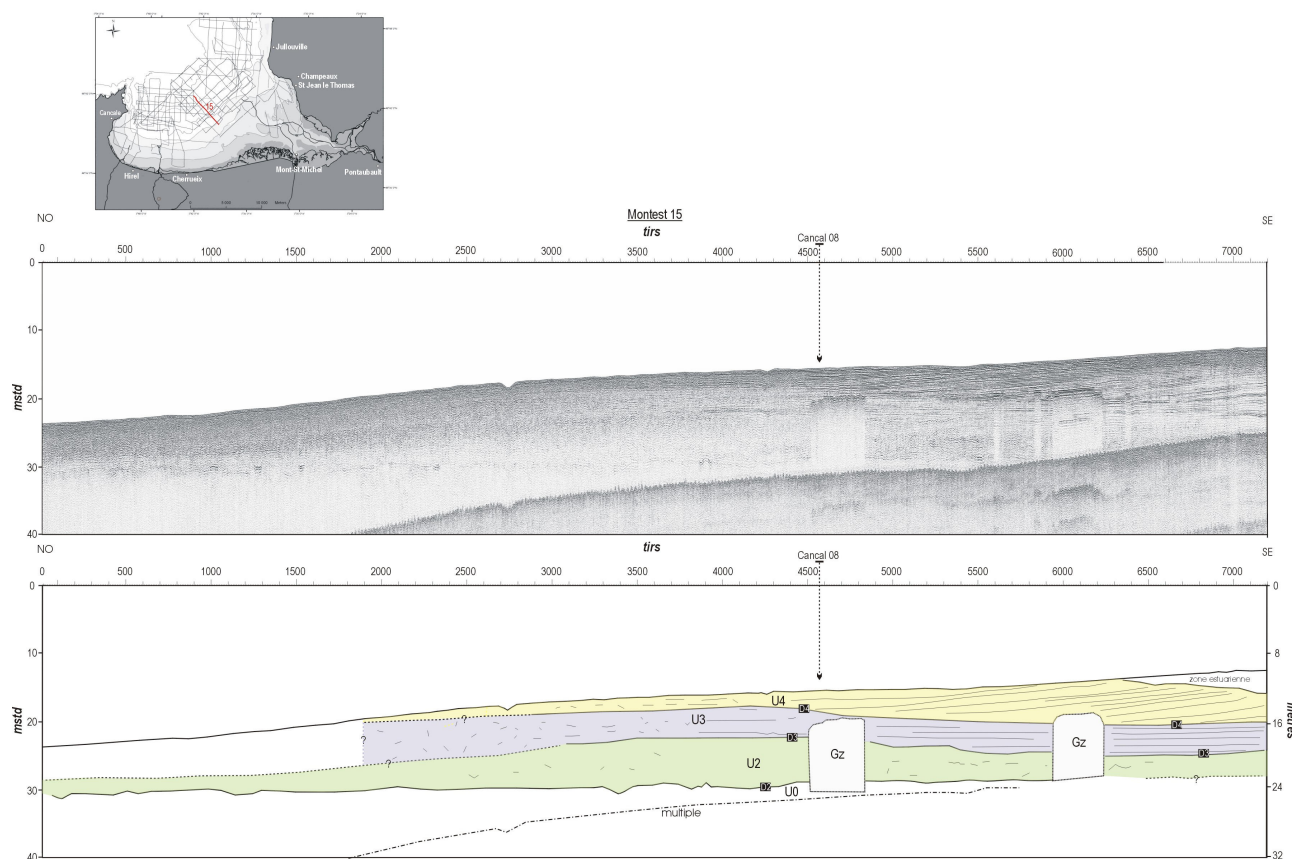


Figure III-14 : Profil sismique THR Montest 15 et son interprétation.

Organisation architecturale du secteur baie : Résumé

Le secteur « baie » présente une organisation architecturale complexe avec des géométries d'unités différentes selon les sous-environnements. La zone se traduit par des géométries progradantes à la base et aggradantes au sommet. Au sein de ces dernières, des sous-unités peuvent être individualisées, séparées par de larges surfaces d'incision. Plus au Nord, une dépression bathymétrique met en évidence la terminaison en downlap des unités supérieures. Cette dépression sépare 1) à l'Ouest, un système composé de grands bancs progradants complexes formés de plusieurs ensembles sédimentaires, traduisant une mise en place en plusieurs phases ; 2) à l'Est, un système plus linéaire où la géométrie ondulante d'une unité de transition met en évidence d'importantes variations latérales de faciès, conduisant à une architecture sismique différente. Cette nouvelle architecture sismique va permettre d'appréhender l'organisation géométrique des corps sédimentaires appartenant au système estuarien.

III-2.3 Le secteur Est : le système estuarien

Contrairement au secteur baie, le système estuarien se compose d'un environnement de dépôt unique représenté par de larges replats de marée sableux sur lesquels divaguent des chenaux de marée. La zone prospectée en sismique correspond, selon la classification de Dalrymple *et al.* (1992), au système complexe de chenaux divagants. L'architecture du remplissage sédimentaire dans le secteur estuarien apparaît en sismique moins complexe que celle décrite dans le secteur « baie ».

III-2.3-1 Unités sismiques

Sept faciès acoustiques (dont quatre communs avec le secteur « baie » : Fs1, Fs5, Fs6, Fs7 et Fs8, et deux nouveaux : Fs9 et Fs10), et six unités sismiques majeures sont définis dans le système estuarien. Les caractéristiques de chaque faciès et unités sismiques sont décrites dans le tableau III-4.

Unité U0

Elle se présente avec les mêmes caractéristiques que dans le secteur baie. Il s'agit du substratum précambrien marqué à son toit par un double réflecteur.

Unité U1 et discontinuité D1

Cette unité repose sur U0 et présente les mêmes caractéristiques (faciès, géométrie globale et surfaces) que celles présentées dans le secteur « baie ». La discontinuité D1 est aussi de la même nature que dans le secteur précédent. U1 comble les irrégularités du substratum (U0). Elle est cependant moins présente dans ce secteur et n'est observée de manière discontinue que sur 3 profils sismiques : Cancal 09, Baimont 03 (Figure III-15) et Cancal 25 (annexe). Son épaisseur ne dépasse pas 1,5 m et son toit se situe entre -9 et -12 m CM.

Unité U2 et discontinuité D2

Elle est représentée dans l'estuaire avec la même géométrie et par les mêmes surfaces que pour le secteur « baie » mais sa géométrie interne se définit ici uniquement par le faciès Fs1. La discontinuité D2 présente aussi les mêmes caractéristiques que dans la baie. La présence de U2 est très locale (ex : Cancal 54, Figure III-16) et son épaisseur maximale ne dépasse pas 4 m. Son toit se situe entre -8,5 et -5,5 m CM.

Unité U3 et discontinuité D3

L'unité U3 repose sur U2 ou U1 lorsque celles-ci sont présentes, mais dans la plupart des cas, elle est observée directement sur U0. La géométrie globale de U3 peut être de deux types : elle est progradante à l'Ouest et au Nord (Cancal 54, Cancal 09) avec des surfaces extérieures en toplap et downlap, et est aggradante à l'Est (Estu 21) (Figure III-16) où elle se caractérise par des limites d'unités concordantes. La discontinuité D3 à la base de l'unité est donc, selon les zones géographiques, en downlap ou concordante. Deux faciès passant latéralement de l'un à l'autre composent U3 : Fs9 et Fs6. U3 est observée sur la majeure partie du secteur mais n'est pas directement reconnue au Sud de l'axe estuarien en raison de la présence de gaz. En dehors des zones acoustiquement sourdes, l'épaisseur de U3 peut être définie : elle ne dépasse pas une quinzaine de mètres. Son toit se situe au Sud à -3,75 m CM et atteint une cote de -13,25 m CM au Nord du secteur (moyenne à 7,5 m CM).

Unité 4 et discontinuité D4

A l'Ouest du secteur, U4 se présente sous une forme ondulée, comme elle a été décrite dans le secteur « baie » (conséquence du passage latéral entre U3/4 et U4). Sa géométrie ondulée est définie par le faciès Fs7 (Cancal 54, Figure III-16) et par une limite d'unité concordante (D4). U4 présente une géométrie aggradante dans la partie la plus interne du secteur (Montest 15, Estu 21 ; Figures III-14 et III-16) et est associée aux faciès Fs9 et Fs5 avec une surface limitant concordante (D4). Plus au Nord, U4 est progradante vers le large et se caractérise par le faciès Fs10. Sa limite basale, D4, est une surface en downlap, alors que la surface supérieure est concordante ou en troncature. U4 est présente sur tout le secteur avec une épaisseur pouvant atteindre plus d'une quinzaine de mètres, qu'il est difficile d'estimer précisément, l'épaisseur maximale se situant probablement au niveau des zones de gaz (au Sud).

Unité U5 et discontinuité D5

Cette unité repose toujours sur l'unité U4. Sa configuration interne chenalisante, représentée par le faciès Fs 8, implique à sa base une discontinuité érosive (D5). U5 est localisée au Sud, dans la partie la plus interne du secteur avec une épaisseur comprise entre 0 et plus de 8 m (comme pour U4, il est difficile de définir une épaisseur maximale dans les zones acoustiquement sourdes). La localisation de U5 correspond généralement à la localisation des poches de gaz au sein des unités inférieures. U5 tend à prograder vers le Nord comme le montrent les profils Montest 21 et Montest 19 (Figure III-17). Vers le Nord, la transition entre U4 et U5 se manifeste par une variation latérale de faciès. Dans ce cas, D5 n'est plus une surface érosive.

SECTEUR ESTUAIRE

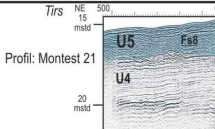
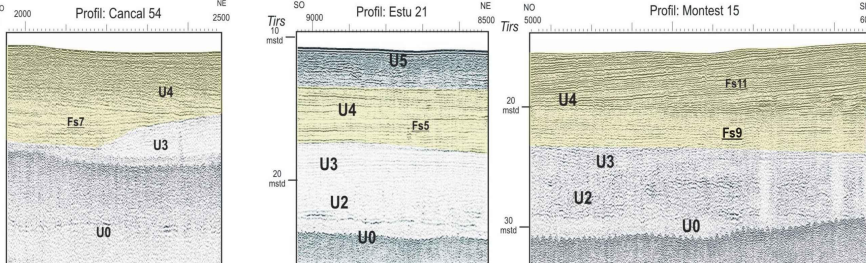
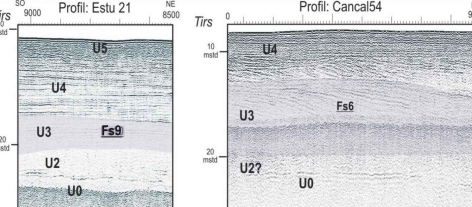
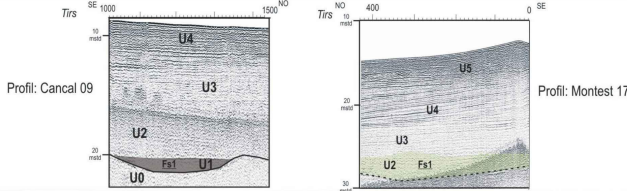
Nomenclature et caractéristiques des unités et faciès sismiques										
Unités sismiques	Géométrie de l'unité	Surface supérieure	Surface inférieure	Épaisseur (tempsdouble)	Faciès sismique	Configuration interne	Caractéristiques des réflecteurs			Illustrations faciès et unités
							Fréquence	Amplitude	Continuité	
Unité 5	chenalisante	concordant	troncature	de 0 à 5 mstd (de 0 à plus de 8m)	Fs8	chenalisante reflexions discontinues	+++	++	—	
D5										
Unité 4	progradante	concordant	concordant	> 10 mstd (~ > 16 m)	Fs10	oblique à angle faible	+++	+++	+++	
	aggradante	concordant	concordant		Fs9	parallèle à subparallèle	+	+	++	
	ondulée	troncature	downlap		Fs7	parallèle à oblique parallèle pendage faible	++	++	+++	
					Fs5	parallèle à subparallèle	++ à +	+++	++	
D4										
Unité 3	aggradante	concordant	concordant	< 10 mstd (~ < 16 m)	Fs6	oblique tangentielle pendage faible à moyen	++	++ à +++	++ à +++	
	progradante	toplap	downlap		Fs9	parallèle à subparallèle	+	+	++	
D3										
Unité 2	lenticulaire	concordant toplap	probable troncature	0 à 2.5 mstd (~ 0 à 4 m)	Fs1	transparent chaotique	—	—	—	
D2										
Unité 1	lenticulaire	tronquée		0 à 1 mstd (~ 0 à 1.6 m)	Fs1	transparent chaotique	—	—	—	
D1										
Unité 0	Substratum pré-cambrien				Fs0	doublr réflecteur. faciès transparent pas de pénétration acoustique				

Tableau III.4 : Nomenclature et caractéristiques des unités et faciès sismiques reconnus dans le secteur estuarien.

III-2.3-2 Organisation générale

Géométrie ondulée à aggradante (entre le grand banc des Hermelles et le Grouin du sud)

La transition entre le secteur baie et le secteur estuarien se traduit par une géométrie ondulée des unités supérieures (U3 et U4) (Figure III-16). Le profil Estu 21 montre que ces unités passent latéralement vers l'Est à une configuration aggradante. Le profil Montest 15 (Figure III-15) orienté NW-SE, met en évidence une configuration plus complexe de U4. La base de U4, aggradante, passe vers le sommet à une géométrie progradante vers le Nord. Les profils Montest 17, 19 et 21 (Figure III-17) illustrent cette évolution architecturale.

C'est dans la partie interne de l'estuaire que s'exprime l'unité supérieure chenalisante U5. Les profils Montest 17, 19 et 21 montrent que U5 tend à prograder vers le Nord tout en érodant le sommet de U4 (Figure III-17).

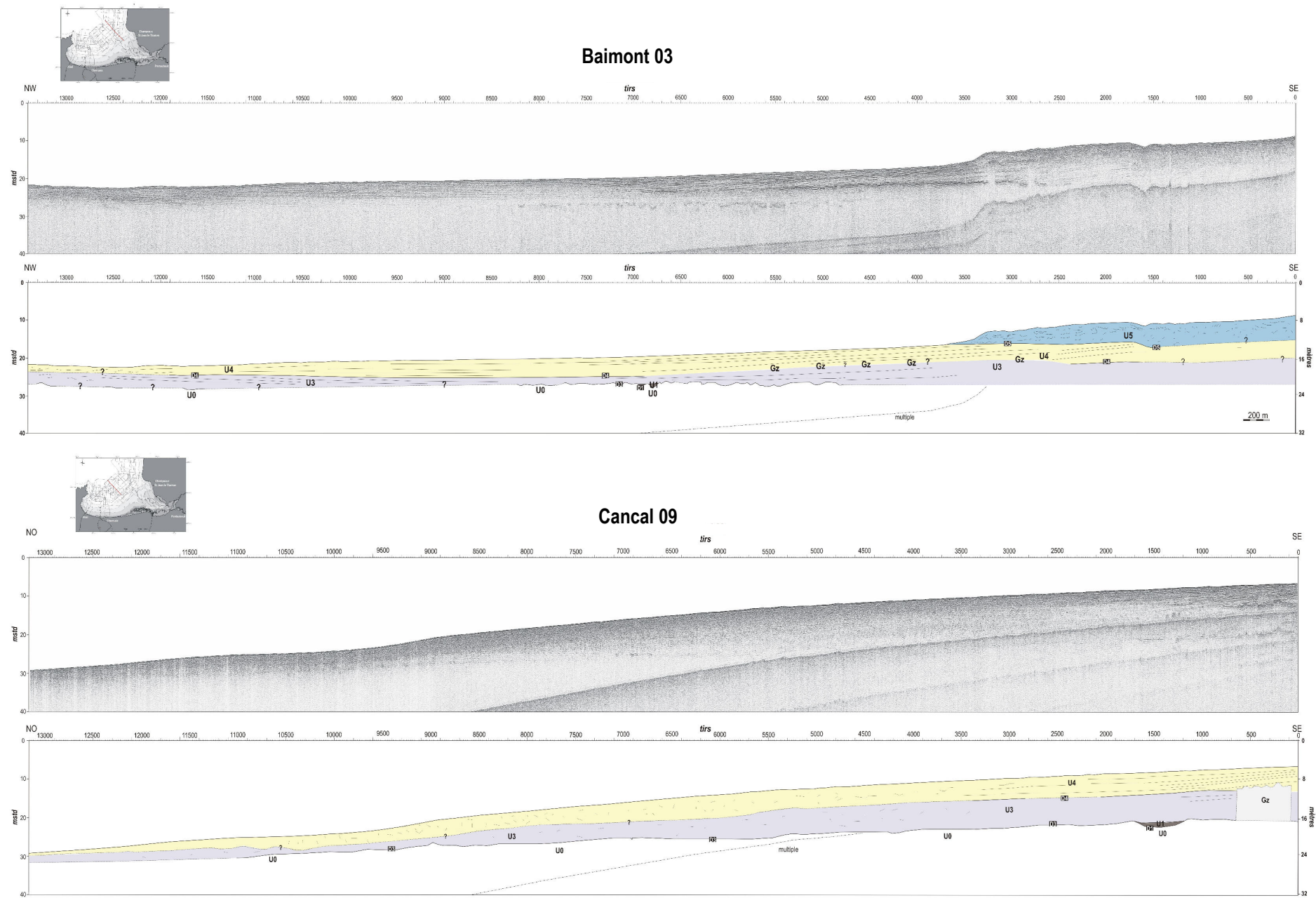
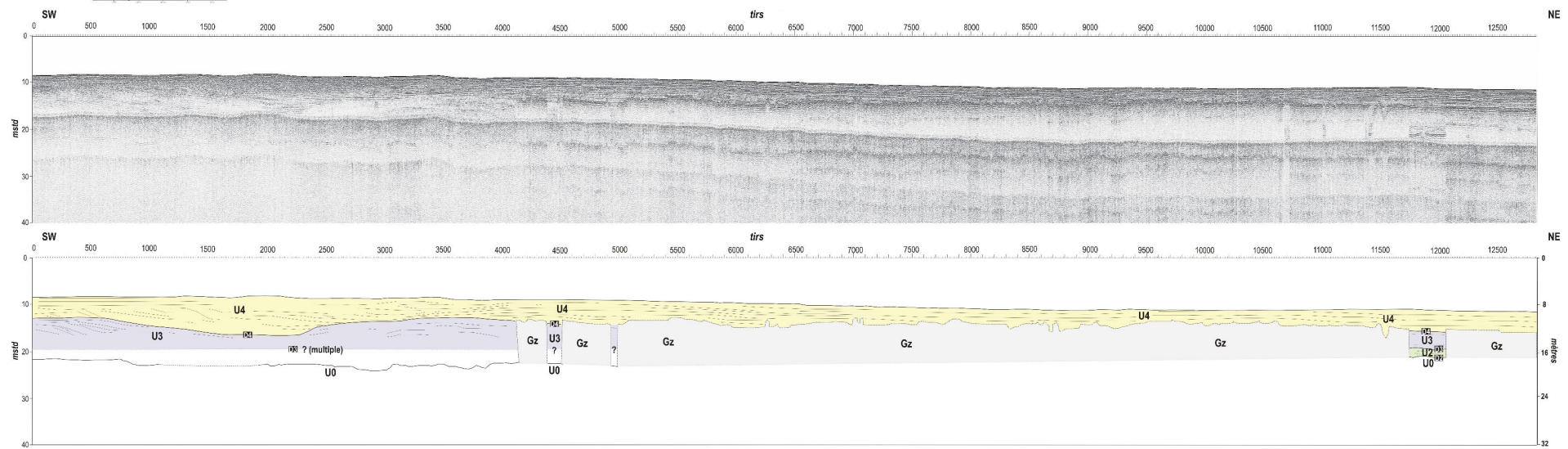


Figure III-15 : Profils sismiques THR Baimont 03 et Cancal 09 et leurs interprétations

Cancal 54



Estu 21

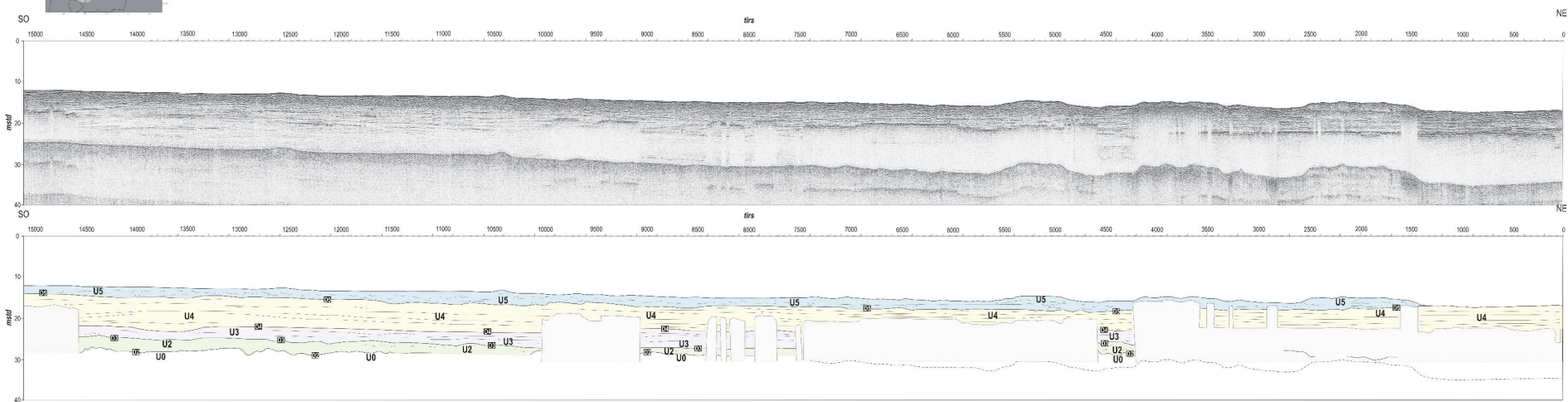


Figure III-16 : Profils sismiques THR Cancal 54 et Estu 21 et leurs interprétations

Extension des unités sismiques vers le Nord et vers le Nord-Ouest

Au Nord, les profils Baimont 03 (Figure III-15) et Montest 28 (Figure III-19) montrent que U3 présente des réflecteurs parallèles horizontaux dans la partie Sud, et passent latéralement vers le large à des réflecteurs avec un pendage faible vers le Sud. Le profil Baimont 03 montre que U4 est représentée par des réflecteurs dont la terminaison est en downlap vers le large.

Plus à l'Ouest, le profil Cancal 09 illustre la terminaison des unités U3 et U4 (Figure III-15). L'épaisseur de ces unités s'amincit vers le Nord-Ouest jusqu'à ce que U3 et U4 se terminent en biseau sur le substratum.

Au Nord, le profil Sbmsm 07-08 montre que U4 reste épaisse avec des réflecteurs traduisant un léger pendage vers le large (Figure III-18).

La figure III-20 met en évidence les extensions des unités sismiques dans le secteur estuarien par une représentation « en 3D » des différents profils sismiques décrits.

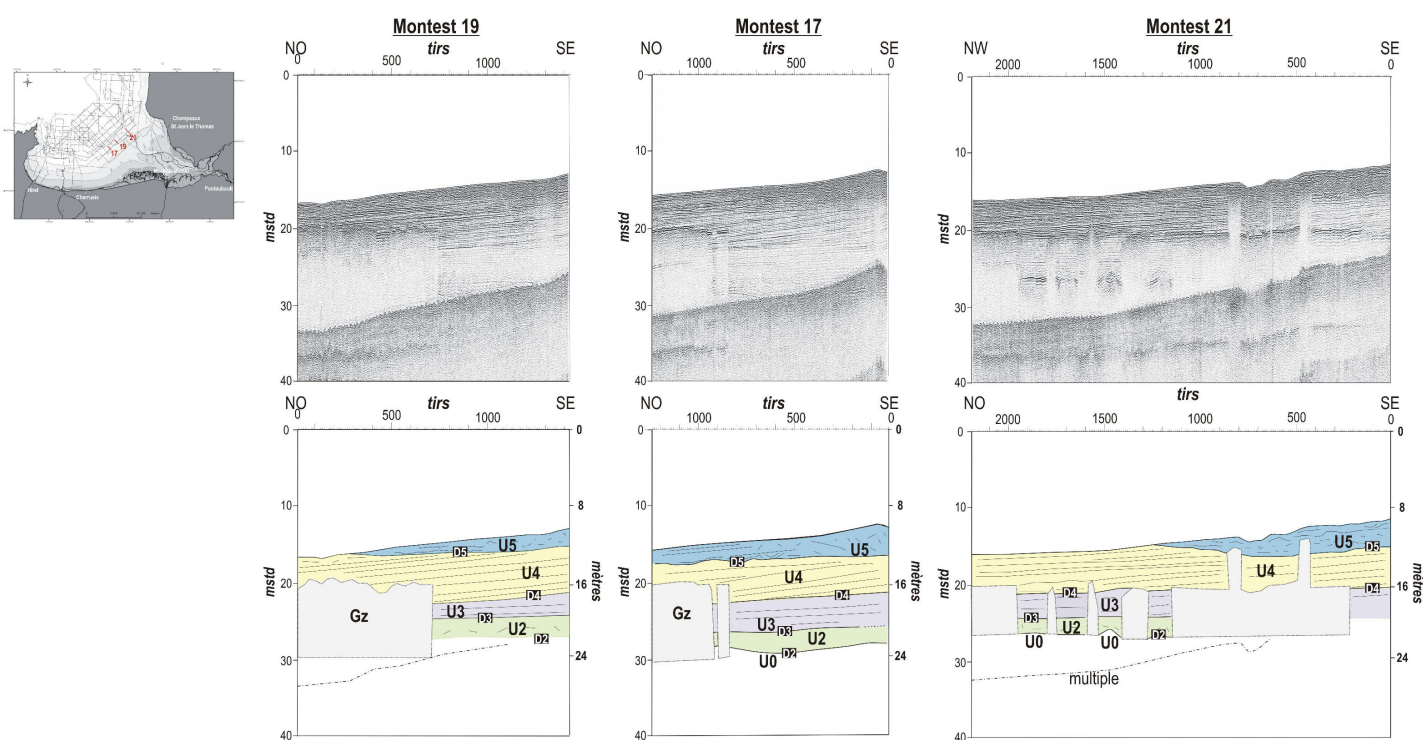


Figure III-17 : Profil sismique THR Montest 19, Montest 17 et Montest 21 et leurs interprétations.

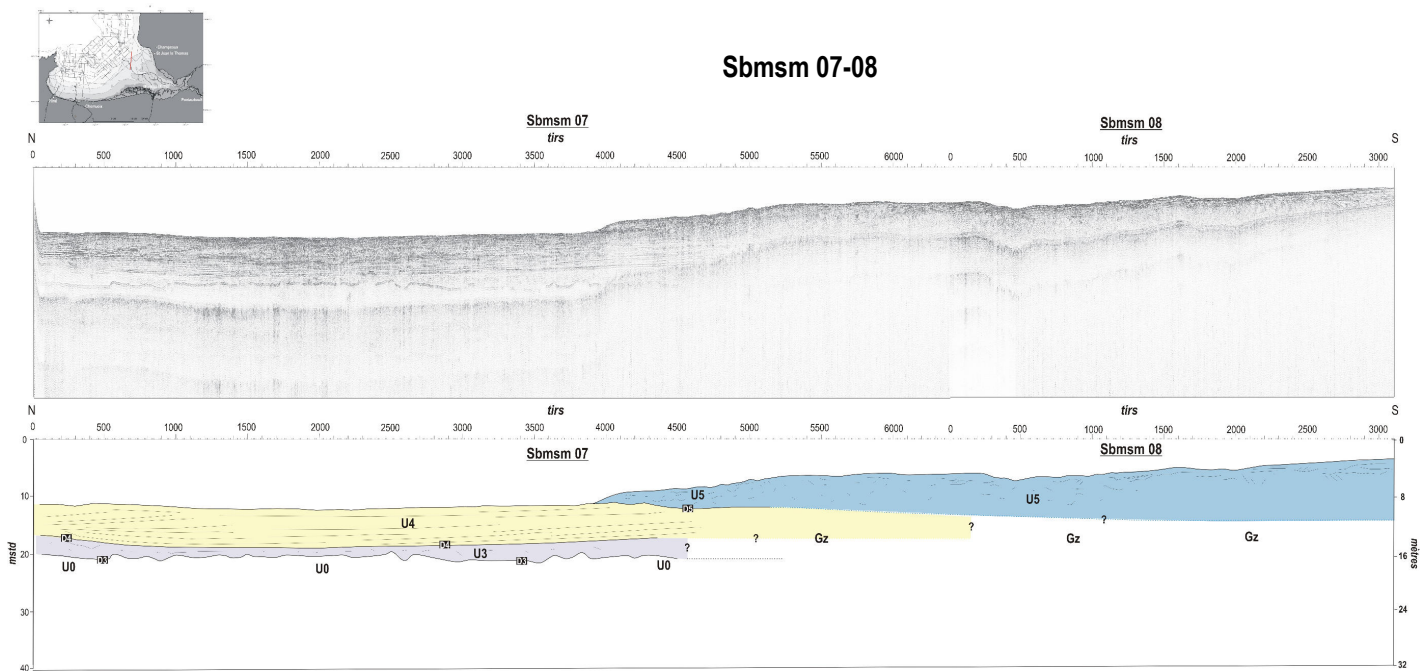


Figure III-18 : Profil sismique THR Sbmsm 07 et son interprétation.

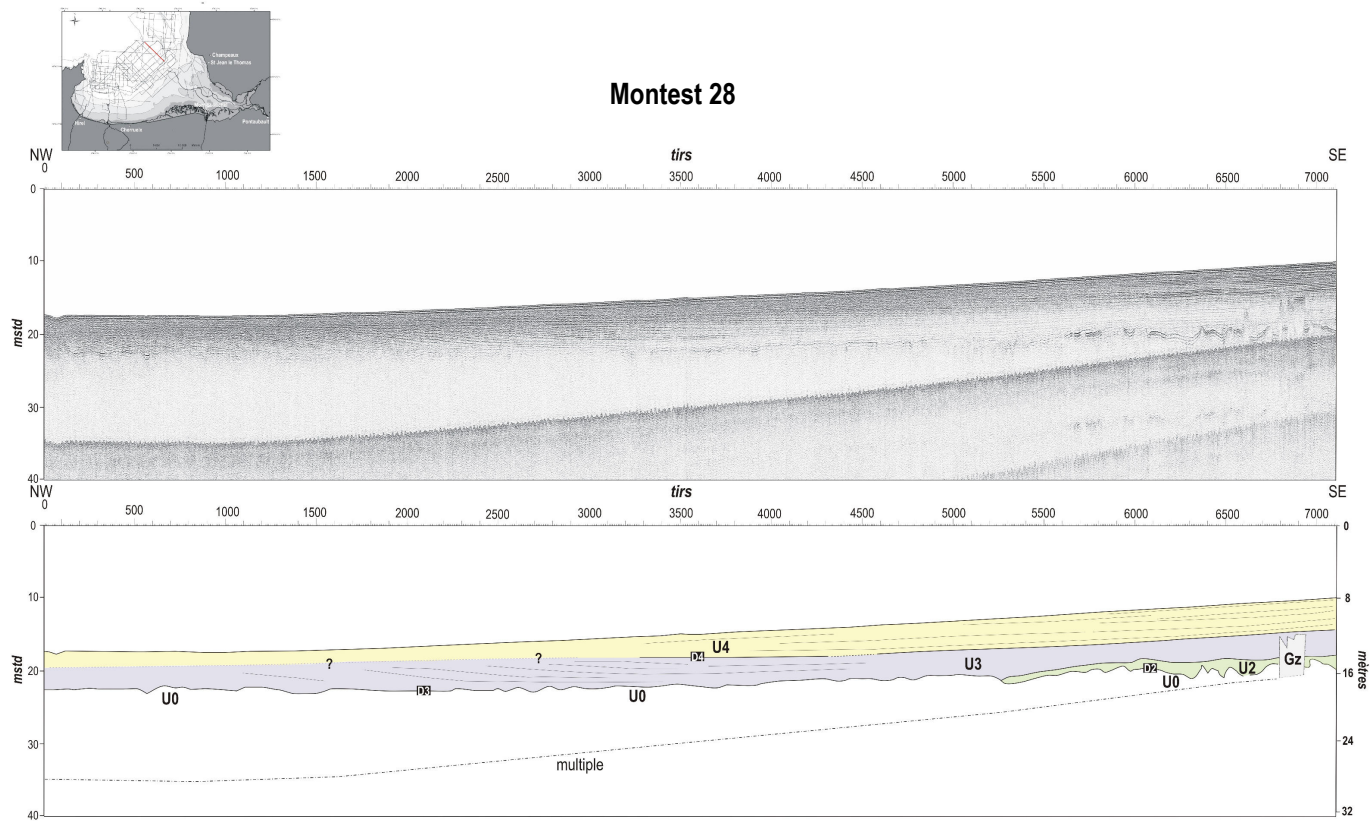


Figure III-19 : Profil sismique THR Montest 28 et son interprétation.

Organisation architecturale du secteur estuarien : résumé

Le secteur estuarien présente une architecture sédimentaire moins complexe que dans le secteur « baie ». Elle se caractérise par une géométrie globalement **aggradante**. A l'Est, la géométrie est aggradante ondulée (transition entre le secteur baie et le secteur estuarien). Cette architecture passe latéralement à l'Ouest vers une géométrie aggradante horizontale et parallèle. Plus au Sud-Est, dans l'axe du système estuarien, une nouvelle unité supérieure est décrite et se caractérise par une base érosive et une configuration interne **chenalisante**. Cette unité passe latéralement vers le large à l'unité U4 (variation latérale de faciès).

C'est au niveau de l'axe estuarien, dans la partie la plus interne, que la présence de gaz est observée de manière significative.

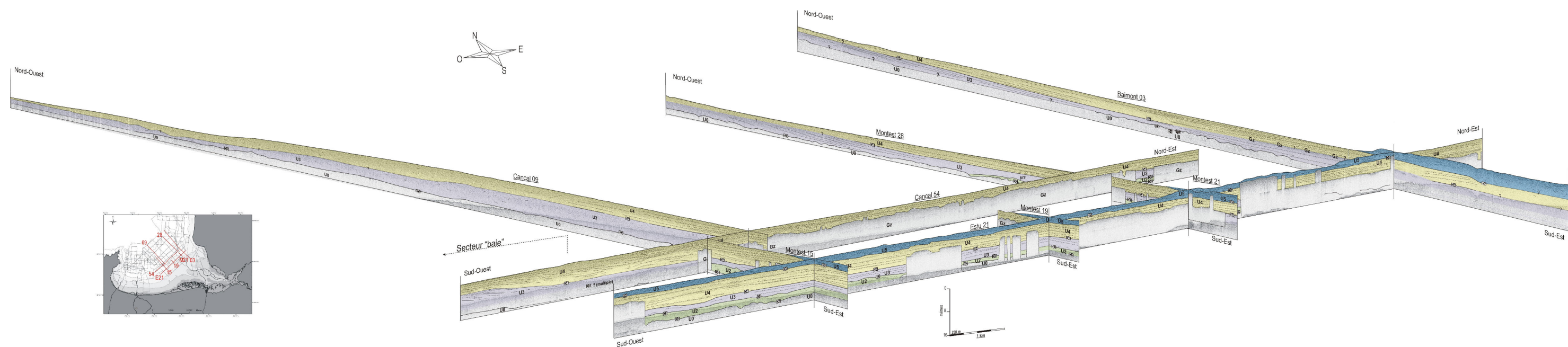


Figure III-20 : Représentation « 3D » des profils sismiques présentés dans le secteur estuarien

III-2.4 Le secteur du littoral Nord-Est (Litt. NE)

Le secteur Nord-Est englobe deux sous-secteurs : 1) la zone située à l'extérieure de la Baie du Mont-Saint-Michel entre Granville et Jullouville, 2) la partie Nord-Est de la Baie entre Champeaux et Saint-Jean-le-Thomas. Ces deux sous-secteurs se caractérisent par des environnements de dépôt sous l'influence de la houle et de la marée (Partie 1, chapitre II). L'étude des profils sismiques montre qu'il y existe deux types de géométrie caractéristiques de ces milieux « hydrodynamiquement » mixte.

III-2.4-1 Unités sismiques

L'analyse des profils sismiques de ce secteur a mis en évidence sept faciès sismiques différents définissant quatre unités sismiques (U1, U3, U4 et U5) au dessus du substratum (U0). Les caractéristiques de chacun de ces faciès et unités sismiques sont décrites dans le Tableau III-5.

Unités U1 et U2 et discontinuité D1

Elle se caractérise par le même faciès acoustique que pour les deux secteurs précédents (Fs1). Sa géométrie globale est également ici de type lenticulaire ; elle comble les irrégularités du substratum (ex : Jullou 12, p 85), elle peut cependant se présenter en relief positif, avec une épaisseur légèrement plus importante (ex : Sbmsm 02, p 84). Son épaisseur ne dépasse pas 1,6 m et son toit est situé à environ -10 m CM. U1 est rare dans ce secteur en raison de la morphologie très peu accidentée du toit de U0. La discontinuité D1 se présente avec les mêmes caractéristiques que précédemment. L'unité U2 est plus difficile à distinguer dans ce secteur, U2 est probablement compris dans U1 lorsque cette-dernière est observée.

Unité U3 et discontinuité D3

L'unité U3 repose généralement sur U0 ou sur U1 lorsque celle-ci est présente. U3 est le plus souvent définie par un faciès sismique transparent (Fs1). Dans le Sud de la zone, U3 peut présenter une configuration aggradante (ex : Montest 31, p 79). Sa limite supérieure est une surface concordante. U3 est de faible épaisseur, elle ne dépasse pas 2 m, mais elle est reconnue sur l'ensemble du secteur. Son toit se situe, pour les zones les plus proches de la côte, vers -2 m CM, et vers -8 m CM pour les zones les plus éloignées.

Unité U4 et discontinuité D4

Au Nord de la zone, au large de Jullouville, U4 repose toujours sur U3. Plus au Sud, le long du littoral de Saint-Jean-le-Thomas, U4 peut reposer directement sur U0 (ex : Champeaux 11, p 86). U4 présente sur l'ensemble du secteur deux géométries majeures : 1) une géométrie progradante, localisée entre les latitudes 48°45' et 48°50' et les longitudes 1°37' et 1°40'. Elle se manifeste sous la forme de grand bancs caractérisés par une architecture interne complexe et multiphasée. Quatre faciès sismiques illustrent la configuration progradante (Fs4, Fs12, Fs13 et Fs14). La limite inférieure de U4 est en downlap ou concordante et sa limite supérieure en toplap ou en troncature. 2) une géométrie aggradante, située au Sud de la latitude 48°45'. U4 est ici principalement formée par le faciès acoustique Fs5 et ses limites inférieure et supérieure sont concordantes.

L'épaisseur de U4 est variable, au minimum 1,5 m, mais peut atteindre 8 m dans la zone des bancs. Le toit de l'unité se situe entre -6 m CM (zones du large) et + 5,5 m CM (zones les plus côtières).

SECTEUR LITT. NE

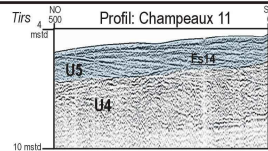
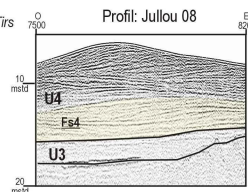
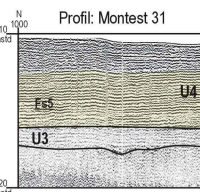
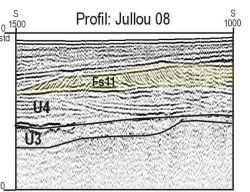
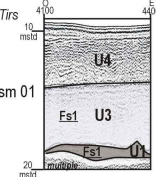
Nomenclature et caractéristiques des unités et faciès sismiques										
Unités sismiques	Géométrie de l'unité	Surface supérieure	Surface inférieure	Épaisseur (temps double)	Faciès sismique	Configuration interne	Caractéristiques des réflecteurs			Illustrations faciès et unités
							Fréquence	Amplitude	Continuité	
Unité 5 D5	chenalisante	concordant toplap	troncature	0 à 5 mstd (0 à 8 m)	Fs14	chenalisant à subparallèle	++	++	+ à ++	
Unité 4 D4	progradante aggradante	toplap	downlap	2 à 10 mstd (1.5 à 8 m)	Fs13	chaotique	++	++ à +++	++	  
		troncature	concordant		Fs12	oblique sigmoïde	++	+ à ++	++	
		concordant			Fs11	oblique parallèle fort pendage	++	++	++	
					Fs5	sub parallèle à parallèle	++	+ à ++	++ à +++	
					Fs4	sigmoïde faible pendage	++	+	++	
Unité 3 D3	?	?		0 à 2 mstd (~ 0 à 1.6 m)	Fs1	chaotique transparent	—	—	—	
Unité 1 D1	lenticulaire	tronquée		0 à 2 mstd (~ 0 à 1.6 m)	Fs1	transparent chaotique	—	—	—	
Unité 0	Substratum pré-cambrien				Fs0	double réflecteur. faciès transparent pas de pénétration acoustique				

Tableau III.5 : Nomenclature et caractéristiques des unités et faciès sismiques reconnus dans le secteur du littoral Nord-Est.

Unité U5 et discontinuité D5

U5 est présente au Sud de la pointe de Champeaux (le long du littoral de Saint-Jean-le-Thomas) et repose toujours sur U4. Comme pour le secteur estuarien, U5 présente une géométrie chenalisante mais se différencie par une plus faible profondeur d'incision et des formes chenalisantes plus vastes (Fs14) (ex : Champeaux 11, p 86). La limite inférieure de U5 (D5) est une surface érosive et sa limite supérieure est une surface concordante en toplap. L'épaisseur de U5 ne dépasse pas 4 m au maximum et son toit peut atteindre + 8,5 m CM.

III-2.4-2 Organisation générale

Les bancs du large : une géométrie progradante (entre Granville et Jullouville)

Dans ce secteur, le remplissage sédimentaire est composé essentiellement des deux unités U3 et U4 avec une épaisseur totale de 5 m en moyenne (Figures III-21, III-22, III-23). U3 est de faible épaisseur avec un faciès sismique transparent, et repose sur le substratum (U0) peu accidenté (excepté quelques remontées). Le toit de U3 correspond à une surface généralement plane et constitue la discontinuité D4. U4 constitue l'unité la plus importante du remplissage. Elle est caractérisée par des grands bancs asymétriques progradants dont les pentes actuelles varient entre 0.1 et 1°. Les bancs peuvent atteindre une hauteur de 8 m (ex : Jullou 13, Figure III-21). Ces bancs sont visibles sur la bathymétrie actuelle (carte SHOM 7156P) avec le banc de Rondehaie (au large de Jullouville) et le banc de Tombelaine (au Sud de Granville).

L'architecture interne des bancs est très complexe. Dans la plupart des cas, des surfaces majeures de troncature sont observées, traduisant plusieurs étapes dans la construction des bancs (ex : Jullou 13, Figure III-21 et Jullou 06, Figure III-22). La figure III-23 présente une reconstitution dans l'espace de ces bancs progradants. Il apparaît que la principale direction de progradation est le Sud-Ouest.

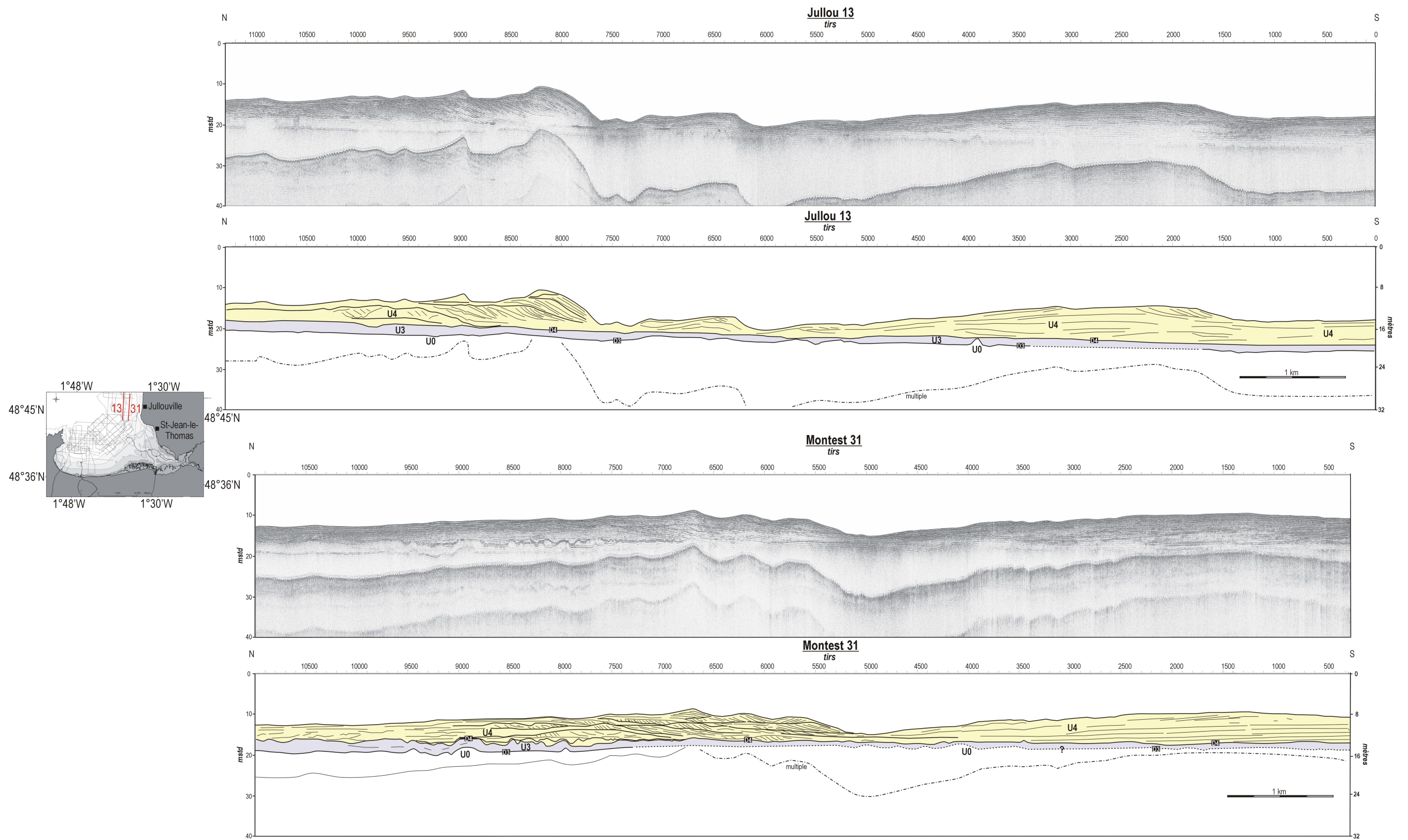


Figure III-21 : Profils sismiques THR Jullou 13 et Montest 31 et leurs interprétations. Ces profils présentent l'orientation des bancs selon un profil Nord-Sud.

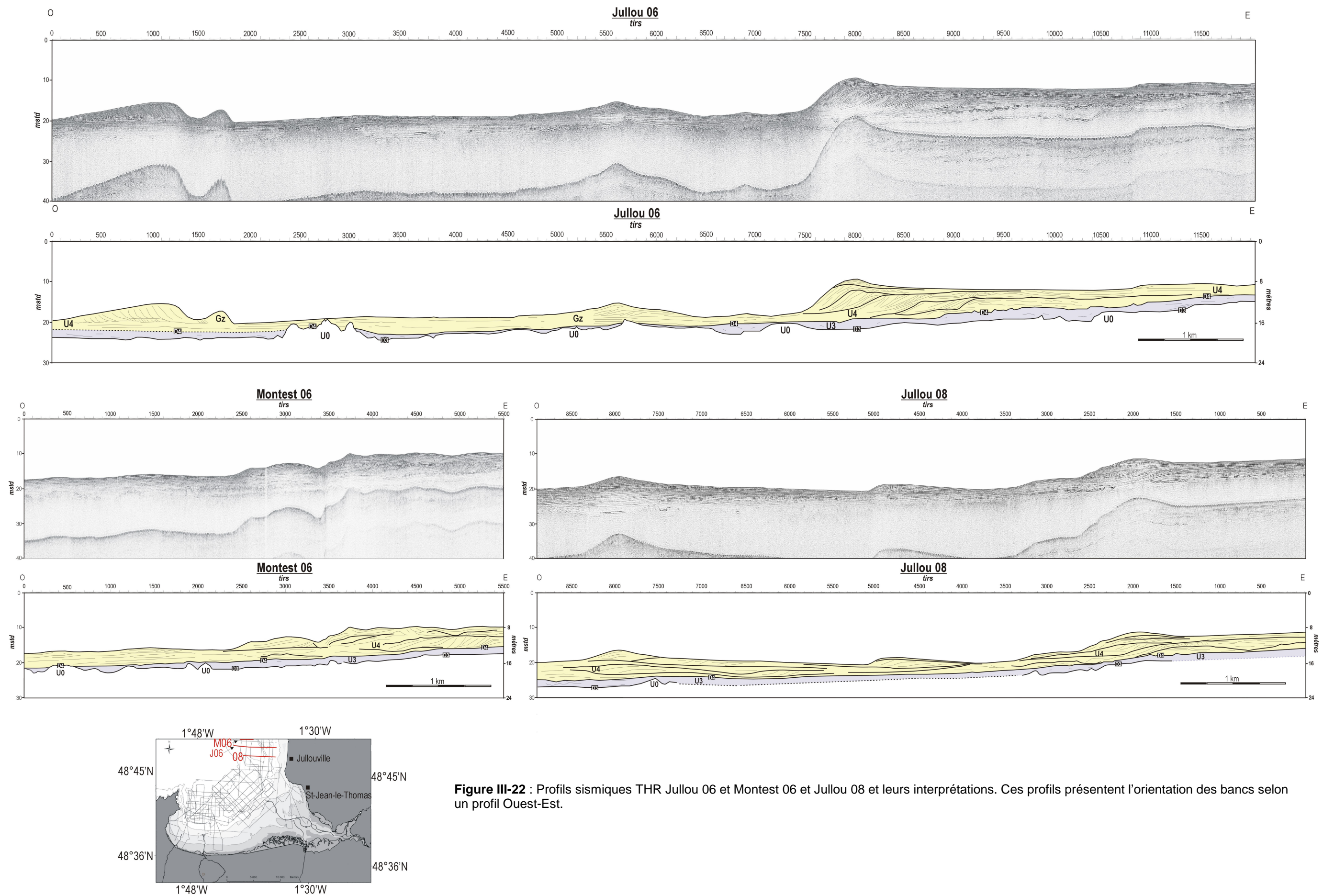


Figure III-22 : Profils sismiques THR Jullou 06 et Montest 06 et Jullou 08 et leurs interprétations. Ces profils présentent l'orientation des bancs selon un profil Ouest-Est.

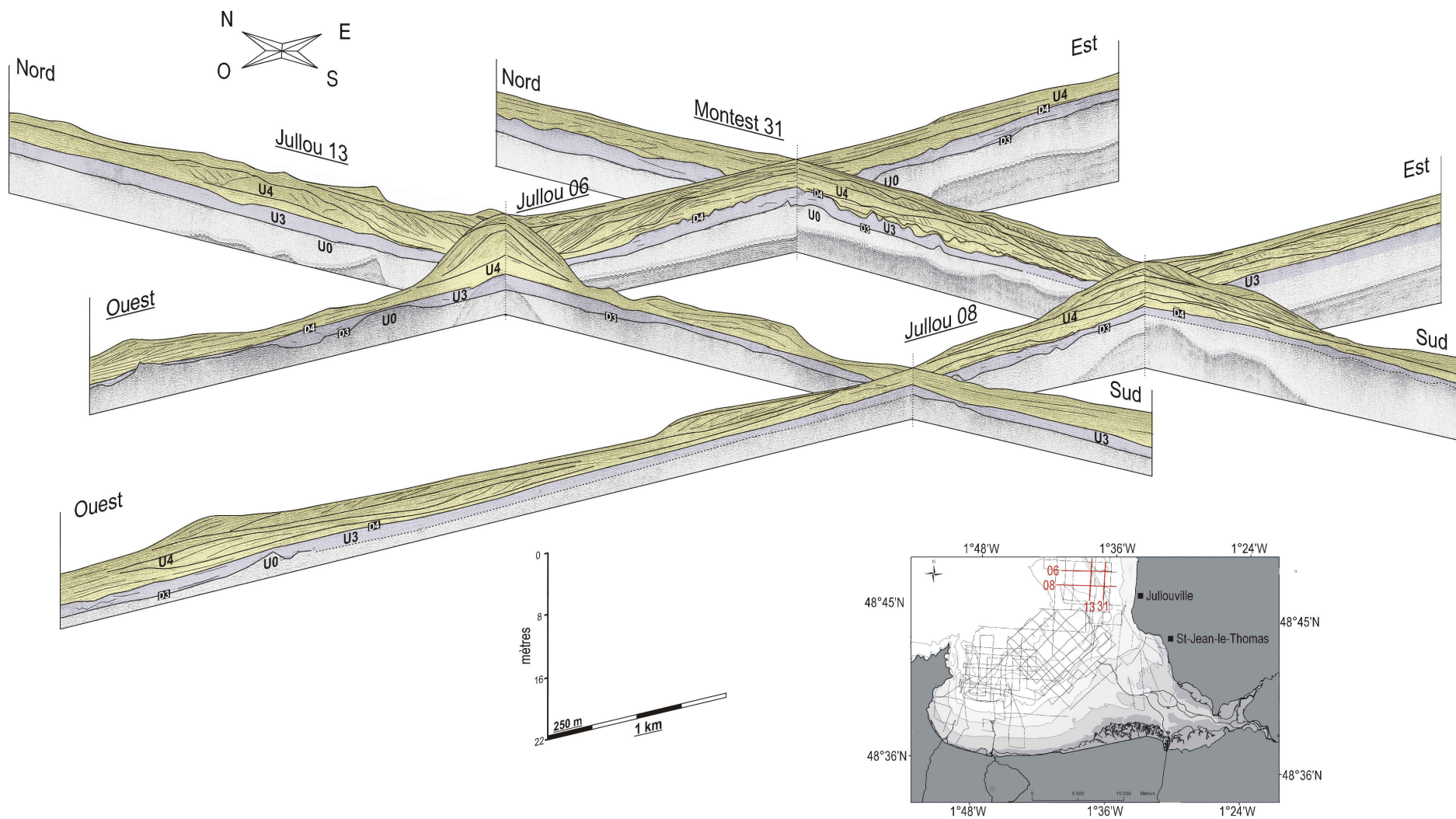


Figure III-23 :Représentation en «3D » des profils sismiques au large de Jullouville mettant en évidence la progradation des bancs

Le long du littoral de Saint-Jean-le-Thomas : une géométrie aggradante à chenalisante

Les profils sismiques au large de la pointe de Champeaux (Sbmsm 01 et 02, Jullou 12) illustrent la transition entre le secteur des bancs du large et le littoral Nord-Est de la baie (Figures III-24, III-25). Les profils Sbmsm 01 et 02 (Figure III-24) orientés généralement NW-SE mettent en évidence une augmentation de l'épaisseur du remplissage sédimentaire vers le Sud liée à un approfondissement du toit du substratum (U0). Sur les profils Sbmsm 02 (Figure III-24) et Jullou 12 (Figure III-25), le remplissage se compose de 3 unités (U1, U3 et U4). U1 se situe où le toit du substratum est le plus profond, comblant ainsi les dépressions. U3 est toujours peu épaisse et se caractérise par plus de réflexions (Fs9 sur Jullou 12) illustrant une configuration interne plus aggradante. L'unité la plus puissante U4, passe latéralement d'une configuration progradante (Sbmsm 01, Figure III-24) avec la présence de petits bancs, à une configuration aggradante (Sbmsm 02, Figure III-24 ; Jullou 12, Figure III-25) vers le Sud.

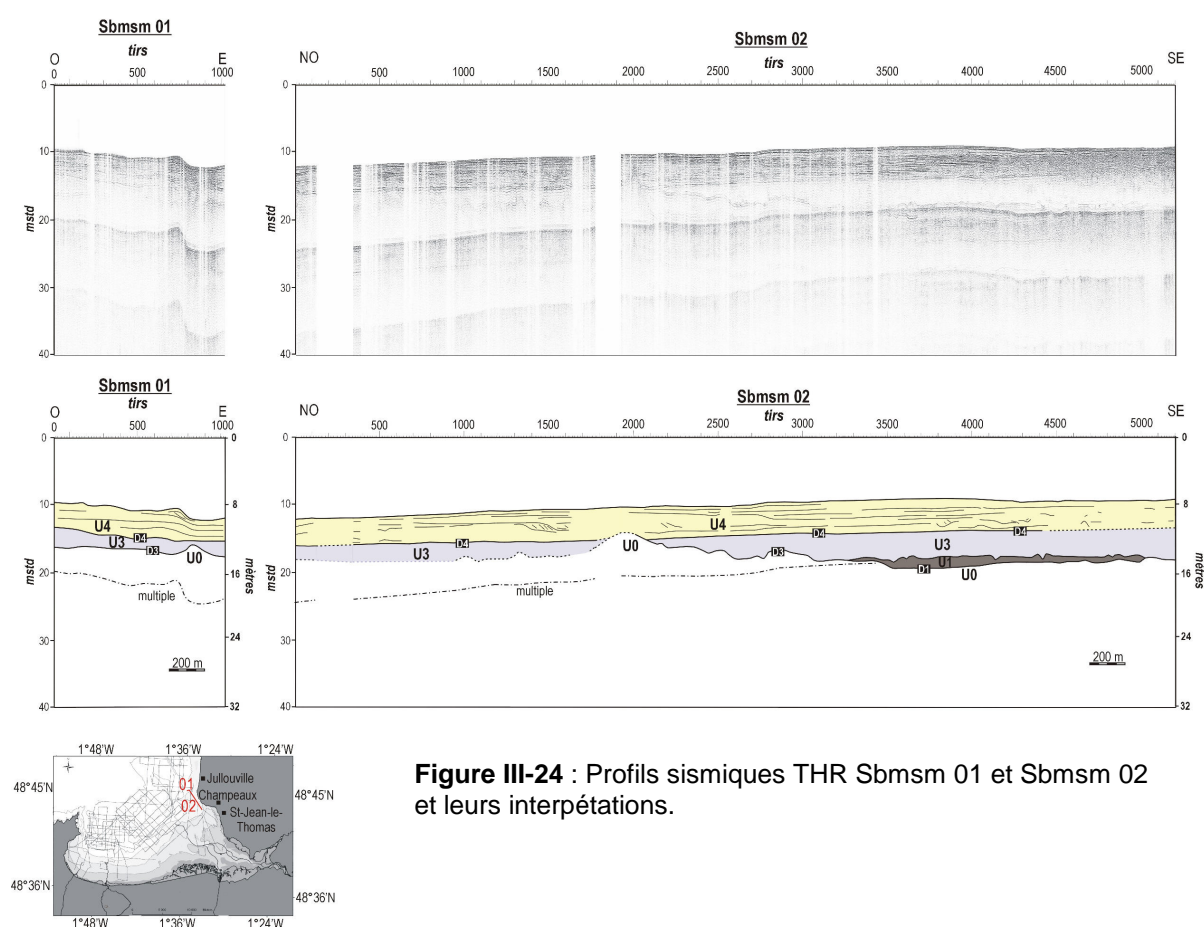


Figure III-24 : Profils sismiques THR Sbmsm 01 et Sbmsm 02 et leurs interprétations.

Plus au Sud, le long du littoral de Saint-Jean-le-Thomas, les profils Champeaux 8 et 11 (Figure III-26) orientés NW-SE montrent que le remplissage sédimentaire atteint 10,5 m (sur le profil Champeaux 8) et se compose des unités sismiques U3, U4 et U5. U3 se le long du substratum qui remonte vers côte. Au-dessus de 0 m CM, U3 n'est plus observée et U4 repose directement sur le socle pré-cambrien. Le profil Champeaux 11 (Figure III-26) montre que U4 tend à s'amincir vers le Sud-Est à la faveur de l'unité U5. Vers le Nord-Ouest du profil Champeaux 11, le passage entre U4 et U5 est progressif (passage latéral de faciès) alors que dans la partie Sud-Est, ce passage est de nature plus érosive, ce qui est montré par la surface de

discontinuité (D5). U5 correspond à la partie sommitale du remplissage dans cette zone avec une configuration chenalisanse illustrée par des incisions (Fs14), qui sont ici larges et peu profondes.

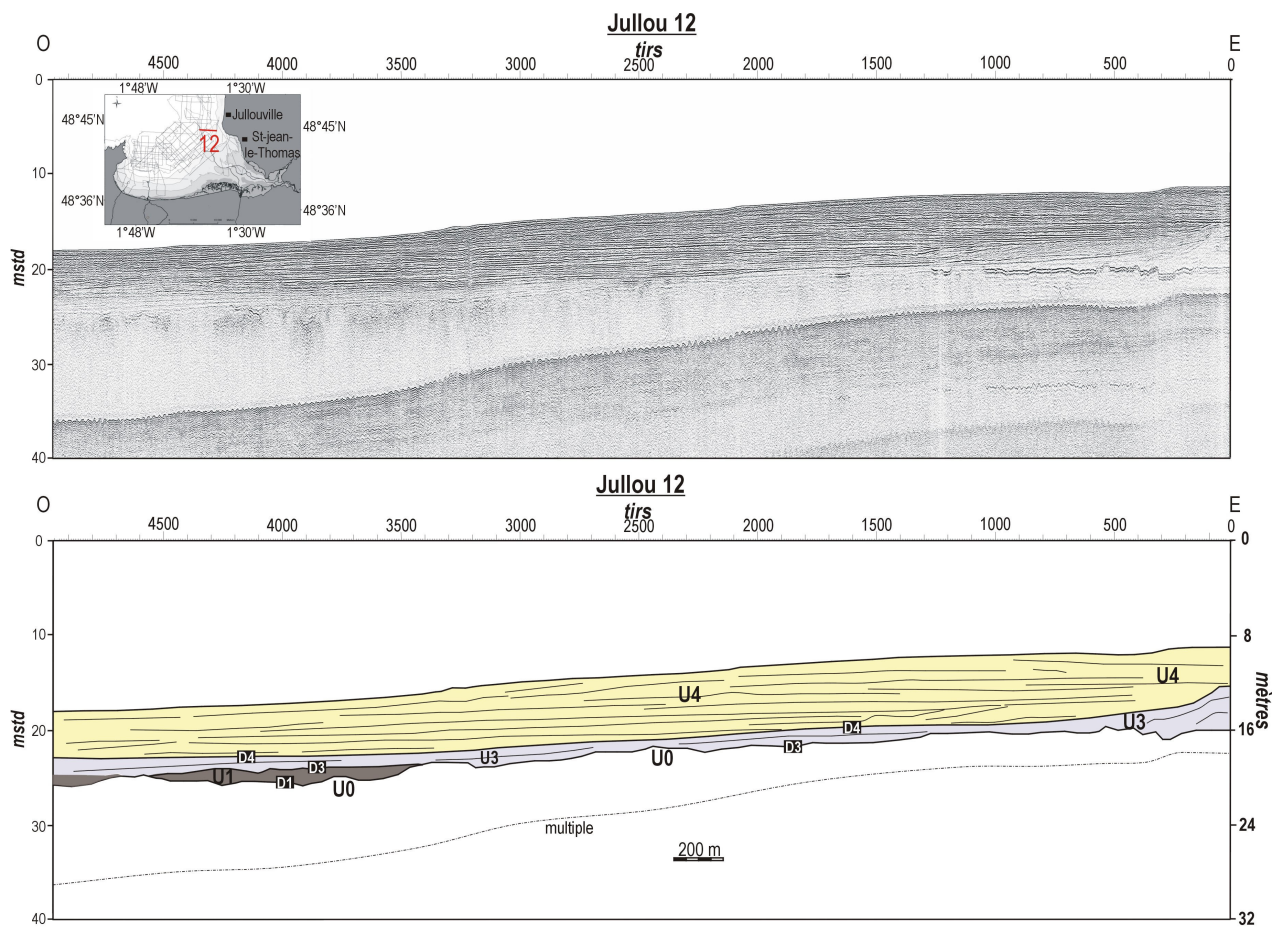


Figure III-25 : Profil sismique THR Jullou 12 et son interprétation.

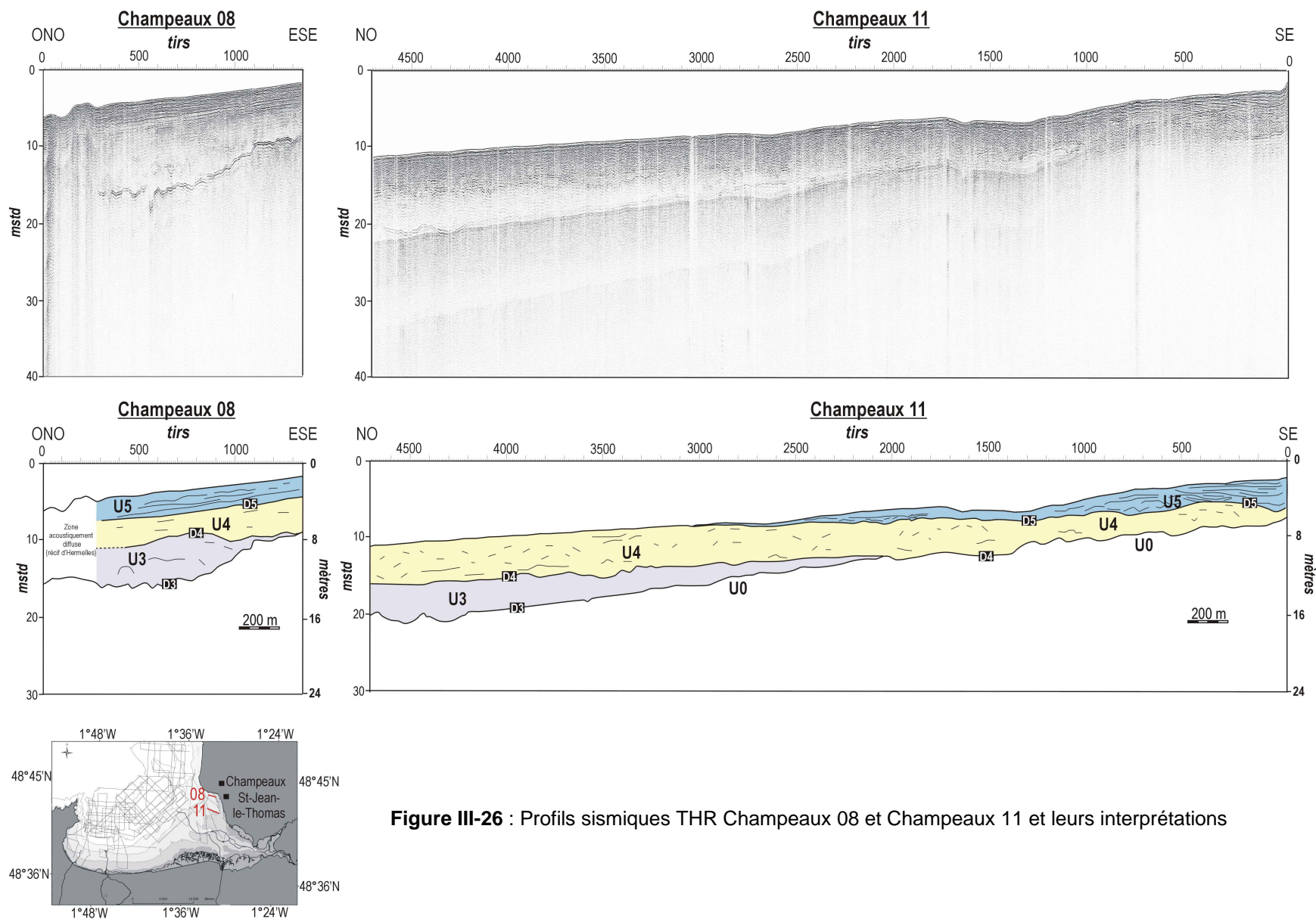


Figure III-26 : Profils sismiques THR Champeaux 08 et Champeaux 11 et leurs interprétations

Organisation architecturale du secteur Nord-Est : résumé

Le secteur Nord-Est est caractérisé par deux types de géométries du prisme sédimentaire.

- 1) Dans sa partie Nord la plus ouverte, au large de Jullouville, l'unité U4 est formée de grands **bancs asymétriques progradants** visibles dans la bathymétrie actuelle. Leur géométrie interne complexe témoigne d'une **construction polyphasée**. Cette unité U4 passe latéralement vers le Sud à des corps **aggradants**.
- 2) Le long de la barrière de Saint-Jean-le-Thomas, le prisme est composé des unités U3, U4 et U5. Alors que l'unité U3 disparaît en biseau vers 0 m CM, l'unité U4 est, quant à elle, remplacée vers le littoral par l'unité supérieure U5, aux caractéristiques analogues à celle de l'unité U5 du système estuarien adjacent : une unité **chenalisante**.

III-2.5 Signatures acoustiques du gaz

III-2.5-1 Introduction

Dans les résultats précédents, il a été observé des anomalies acoustiques en différents lieux dues à la présence de gaz (ex : profils Estu 21, Cancal 54, p 73). Il apparaît intéressant de s'intéresser aux différentes signatures acoustiques du gaz et de discuter l'origine de ce dernier. Contrairement à la présentation précédente concernant les différents résultats sismiques, le sujet du « gaz » est ici abordé avec une présentation des résultats issus des données sismiques, qui seront par la suite discutés.

Depuis une quinzaine d'années, l'étude du gaz dans les sédiments marins (côtières) suscite un intérêt croissant dans la communauté scientifique. Les données de sismique THR révèlent des anomalies acoustiques dues à la présence de gaz dans les remplissages sédimentaires. Les données géophysiques permettent une nouvelle approche sur l'étude des relations entre les accumulations de gaz et la composition sédimentaire d'un site d'étude (Garcia-Gil *et al.*, 2005 ; Duran *et al.*, 2007). Associées à des données de vibrocarottage, elles contribuent aussi à la compréhension de la formation de gaz biogénique dans les sédiments peu profonds (Garcia-Garcia *et al.*, 2003 ; Bertin et Chaumillon, 2005). Plusieurs études à travers le monde ont permis de mettre en évidence des signatures acoustiques du gaz différentes, selon les conditions et la nature des dépôts (Taylor, 1992 ; Garcia-Gil *et al.*, 2002 ; Lee et Chough, 2003 ; Baltzer *et al.*, 2005 ; Laier et Jensen, 2007).

III-2.5-2 Les différentes signatures acoustiques du gaz

Quatre signatures acoustiques principales sont associées à la présence de gaz dans la baie du Mont-Saint-Michel (Figure III-27). La terminologie utilisée pour les signatures acoustiques est celle Taylor (1992).

1- « **acoustic blanket** » : ce faciès se caractérise, dans la plupart des cas, par un masque total des réflexions sismiques avec des bordures latérales nettes et verticales. La limite sommitale du masque est définie par une surface plane (2D) marquée par une augmentation de l'amplitude des réflecteurs (hausse brusque de la réflexion) (ex : Estu 21).

2- « **acoustic curtain** » : cette signature diffère de la précédente par sa géométrie 3D et son extension plus restreinte. Il s'agit d'une zone sourde où la limite supérieure est de forme plus ou moins convexe (ex : Cancal 25).

3- « **acoustic chemneys** » : ce faciès acoustiquement sourd se caractérise par une forme verticale, étroite, marquée par une forte réflexion à son sommet (ex : Estu 21).

4- « **acoustic turbidity** » : cette signature se définit par un degré plus ou moins élevé de surdité acoustique. Il est parfois possible d'observer des réflecteurs au travers du masque de gaz (ex : Montest 01). Les limites latérales et sommitale du masque sont généralement diffus et sont rarement associées à une augmentation d'amplitude des réflecteurs (ex : Champeaux 8).

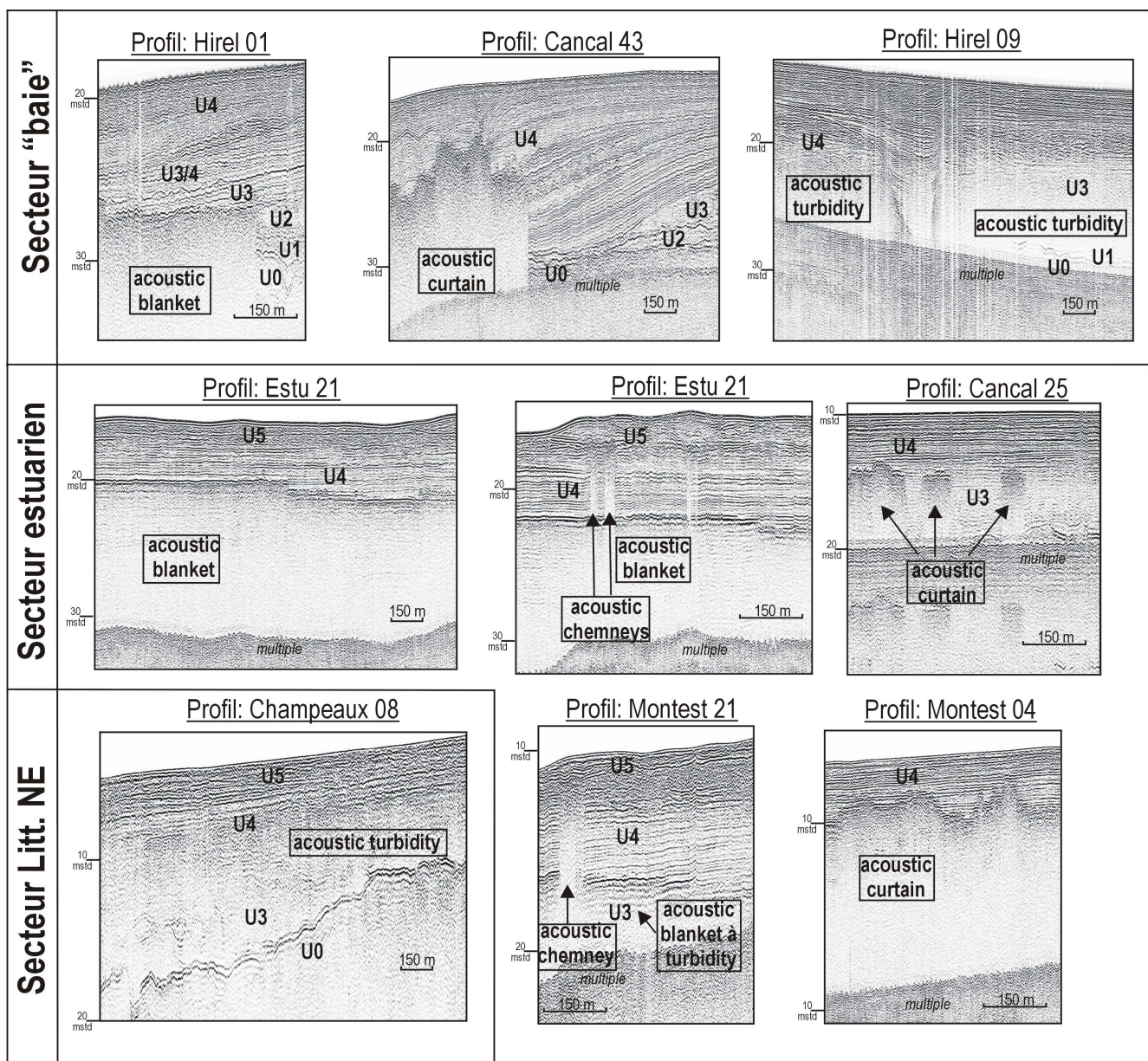


Figure III-27 : Illustrations des différentes signatures acoustiques reconnues au cours de l'analyse des différents profils sismiques.

Les zones de gaz sont limitées à des zones précises de la Baie (Figure III-28) : dans l'axe de l'estuaire Sée-Sélune-Couesnon (zone externe), dans la partie la plus interne de la Baie ouest (baie de Cancale, zone des incisions) et plus localement à proximité du littoral de Saint-Jean-le-Thomas (au Nord-Est).

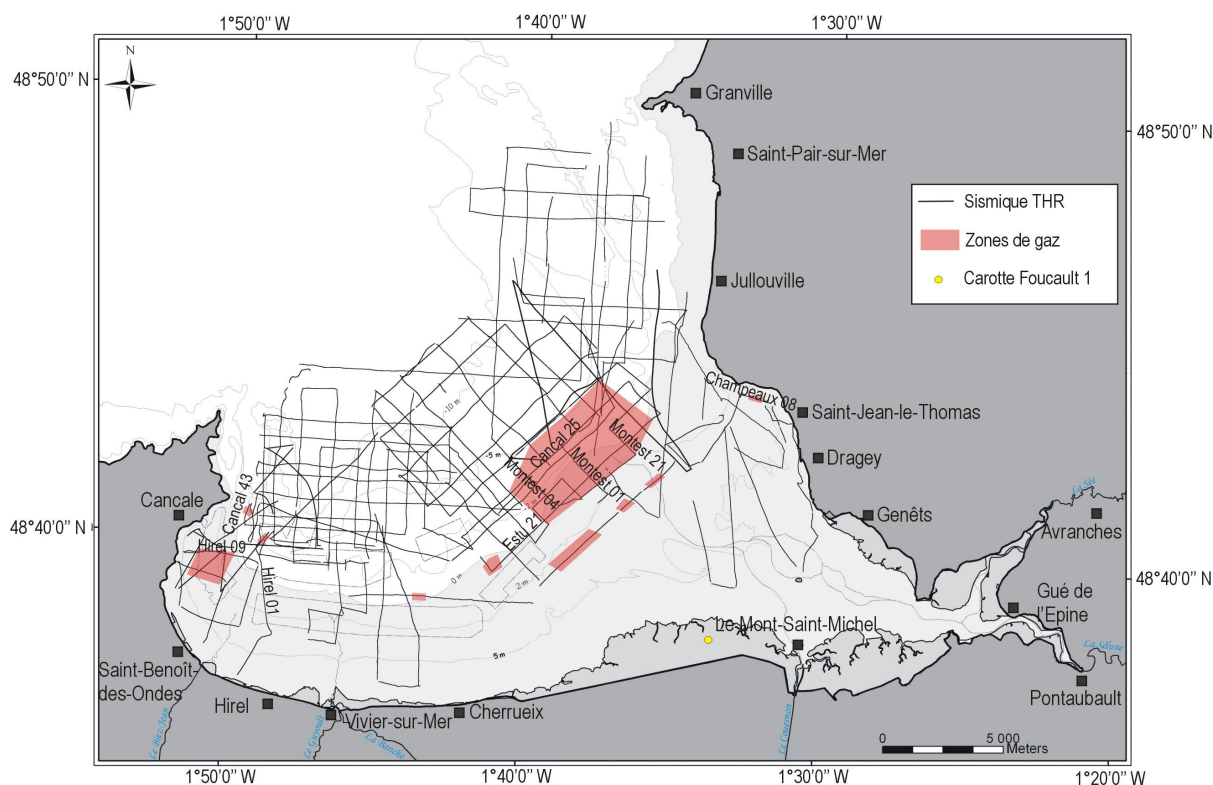


Figure III-28 : Carte présentant les différentes zones géographiques où ont été reconnues les zones de gaz.

Excepté pour le littoral Nord-Est, où seule la signature « acoustic turbidity » a été reconnue, tous les autres faciès acoustiques associés à la présence de gaz ont été décrits dans les secteurs estuariens et de baie. Cependant, la profondeur de la limite supérieure du faciès acoustique associé à la présence de gaz (toit du gaz) diffèrent pour chacun de ces environnements de dépôt (Tableau III-6). Le toit du gaz est observé à des cotes plus profondes dans le secteur « baie » (entre – 6 m et - 12 m CM) alors que dans le secteur estuarien, le toit des zones de gaz est compris entre – 3 m et – 7 m CM ; il s'approfondit vers le Nord. Pour le secteur Nord-Est (au Sud de Champeaux), il est limité à + 3 m CM.

<u>Signature acoustique</u>	<u>Zone géographique</u>	<u>Profondeur du toit du gaz</u>	<u>Unités sismiques</u>
acoustic blanket	BAIE: Hirel 01	- 8.8 m CM	U1 - U2 - U3
acoustic curtain	BAIE: Cancal 43	- 6 m CM	U4
acoustic turbidity	BAIE: Hirel 09	- 12 m CM	U3 - U4
acoustic blanket / columns	ESTUAIRE: Estu 21	De - 2.8 m à - 4.8 mCM	U3 - U4
acoustic curtain / acoustic blanket	ESTUAIRE: Cancal 25	- 5 m CM	U3 - U4
acoustic blanket / acoustic curtain	ESTUAIRE: Cancal 11	- 7 m CM	U3 - U4
acoustic blanket à turbidity / columns	ESTUAIRE: Montest 21	- 3 m CM	U3 - U4
acoustic curtain	ESTUAIRE: Montest 04	De - 3 m à -6.8 m CM	U3 - U4
?	ESTUAIRE: Montest 01	De - 3 m à - 4.8 m CM	U3 - U4
acoustic turbidity	LITT. NE: Champeaux 08	+3 m CM	U4

Tableau III-6 : Caractéristiques de quelques zones de gaz reconnues (exemples). Le tableau met en évidence les différentes signatures acoustiques du gaz selon les zones géographiques, la profondeur du gaz et les unités sismiques renfermant ce gaz.

III-2.5-3 Relations entre les zones de gaz et les unités sismiques

Le tableau III-6 (dernière colonne) indique les unités sismiques au sein desquelles des zones de gaz ont été identifiées. Pour le secteur baie, des signatures de gaz sont identifiées dans toutes les unités sismiques décrites dans la zone (U1, U2, U3, U4) le plus souvent sous la forme de « blanket » ou de « curtain » et ne présentent pas de limite supérieure nette. Dans le secteur estuarien les unités sismiques concernées sont U3 et U4, contrairement au secteur Ouest, le gaz y est « bloqué » juste au dessus de la limite de U3 (dans les premiers mètres de U4). Localement, des colonnes de gaz étroites remontent jusqu'à la base de U5 (ex : profil Montest 21). Au Sud de Champeaux, les zones de gaz sont observées dans U4 lorsque celle-ci repose directement sur le substratum U0 (ex : profil Champeaux 8).

III-2.5-4 Discussion sur la formation du gaz

Les différentes signatures de gaz sont reconnues dans les trois environnements de dépôt (baie, estuaire, littoral mixte du Nord-Est) mais l'origine de ce gaz n'est pas forcément commune. Aucune analyse n'a été menée dans le but de déterminer l'origine exacte du gaz dans ces milieux, cependant plusieurs hypothèses peuvent être avancées.

Le secteur Ouest de la Baie (partie interne) correspond à un mud flat riche en matière organique. Il correspond donc à un milieu privilégié pour la génération de méthane biogénique. Le sédiment y est par ailleurs très fin ; ce qui induit une très faible perméabilité. Par conséquent, l'hypothèse de la fabrication *in situ* et du piégeage du gaz dans cet environnement semble possible. Une comparaison peut être faite avec d'autres environnements de dépôt comparables, comme par exemple la baie de Marennes-Oléron où l'hypothèse d'une origine biogénique *in situ* du gaz a également été proposée (Bertin et Chaumillon, 2005). Par ailleurs, les zones de gaz dans le secteur « baie » sont généralement associées aux incisions décrites dans U4 (cf secteur « baie »). L'abandon et le comblement de ces chenaux y est rapide induisant des taux

de sédimentation élevés. Un tel phénomène contribue fortement à la préservation de la matière organique dans des conditions anaérobiques favorisant ainsi la génération de gaz au niveau des incisions (Floodgate et Judd, 1992).

Le secteur estuarien est un environnement qui évolue rapidement au gré des divagations des chenauxtidaux. Les dépôts sédimentaires correspondent à des sables moyens à très fins (tange), une telle granularité permet une migration verticale du gaz à travers les sédiments. Un échantillon a été prélevé dans une carotte Foucault 1 située dans l'ancien cours du Couesnon (Figure III-28). Il s'agit du même matériel sédimentaire que celui du remplissage de l'estuaire actuel (sables moyens à fins). En utilisant la méthode de la perte au feu (sédiment chauffé 4h à 550°), la proportion de matière organique de ces dépôts a été mesurée à 1.75 %. Ce taux est négligeable et ne permet pas d'avancer l'hypothèse de la formation de gaz biogénique *in situ* dans le remplissage sédimentaire, malgré un fort taux de sédimentation. Etant donné que le gaz peut migrer verticalement dans ces sédiments, on peut imaginer une source à la base du remplissage sédimentaire. En effet, avant l'inondation marine de la Baie, initiée par la transgression holocène, le système estuarien correspondait à une vaste étendue de marais maritimes associés à la formation de plusieurs niveaux tourbeux (Morzadec-Kerfourn, 1974 ; Clet-Pellerin *et al.*, 1981). L'origine de la formation du gaz dans le système estuarien pourrait donc être associée à ces niveaux tourbeux. Le gaz migre alors verticalement. Cependant la limite supérieure des « acoustic blanket » se situe le plus souvent dans les premiers mètres de l'unité sismique U4. La limite pourrait correspondre à un niveau de perméabilité plus faible, dû à un changement lithologique (proportion plus élevée de particules fines, diminution de la perméabilité) ou par un changement de micro-porosité.

Une même source (dégradation de niveaux tourbeux) peut être évoquée pour expliquer la présence de gaz dans le secteur du Litt. NE (profil Champeaux 8). En effet, des niveaux tourbeux sont décrits à cet endroit dans le remplissage (L'Homer *et al.*, 1999) et affleurent sur la plage de Saint-Jean-le-Thomas.

III-2.5-5 Conclusion

Plusieurs signatures acoustiques de gaz sont identifiées dans la Baie du Mont-Saint-Michel dans des environnements de dépôts différents. L'origine du gaz reste cependant incertaine, seules de nouvelles analyses pourraient infirmer ou confirmer les différentes hypothèses. Cependant la limite supérieure des accumulations de gaz dans le système estuarien semble avoir un lien étroit avec la lithologie des dépôts et l'organisation stratigraphique de la Baie.

III-3 Synthèse sur l'architecture du prisme sédimentaire en Baie du Mont-Saint-Michel

L'analyse des profils sismiques THR a permis de mettre en évidence plusieurs types d'architecture dans le remplissage sédimentaire de la Baie. La diversité des géométries est directement liée aux différents environnements de dépôt. Le passage d'un milieu à un autre est illustré par des variations latérales des faciès sismiques. Pour chaque type d'environnement (baie, estuaire, littoral Nord-Est), un « modèle » architectural peut être proposé.

A la base du remplissage, l'unité U0 représente le substratum pré-cambrien (Briovérien supérieur) faiblement incisé par la divagation des rivières weichséliennes. Le toit de U0 se situe, en moyenne, à - 8 m CM dans le système estuarien avec des maxima à - 12, - 15 m CM ; à -10 m en moyenne pour le littoral

Nord-Est avec un minimum à -4 m CM le long du littoral de Saint-Jean-le-Thomas ; à -12 m CM en moyenne pour le secteur « baie » avec une zone centrale plus fortement incisée, jusqu'à -22 m CM. La pente du substratum est donc dirigée vers l'WNW d'une part, mais aussi légèrement vers le Sud le long du littoral Nord-Est.

Le secteur « baie » (Figure III-29 A et B)

Il s'agit du secteur le plus complexe du point de vue de la géométrie interne des corps sédimentaires avec différentes architectures de dépôt. Cependant, ces sous-environnements suivent un modèle général basé sur :

- 1) des unités basales U2 et U3 présentant une géométrie progradante sous la forme de petits bancs enfouis (U3) dont la base repose sur l'unité peu épaisse U2 ;
- 2) une unité sommitale U4 se définissant au Sud par une géométrie aggradante, parfois recoupée par des surfaces de ré-incision majeures, et se terminant en downlap vers le large ; au Nord, U4 est composée d'un grand banc progradant actif dont le nucléus est représenté par U3 ;
- 3) une géométrie d'Ouest en Est basée sur des variations de faciès sismiques, illustrée par la présence de l'unité U3/4 qui permet le passage entre une géométrie basale progradante à la géométrie aggradante de U4. Cette variation latérale de géométrie traduit le passage entre le secteur baie et le système estuarien.

Le système estuarien (Figure III-29 C)

La géométrie du remplissage sédimentaire du secteur estuarien est moins complexe avec :

- 1) à la base, les unités U1 et U2 présentes localement et de faible épaisseur, sur lesquelles repose U3 caractérisée par une géométrie aggradante se terminant en downlap vers le large ;
- 2) au sommet, l'unité U4 se matérialise par une architecture aggradante au Sud avec une terminaison en downlap sur D4 vers le Nord. L'unité sommitale U5 peut être considérée comme la dernière phase de mise en place de U4 puisque le passage entre U4 et U5 se fait au nord par un passage latéral de faciès. Au Sud, la base de U5 (D5) présente une nature érosive traduisant les divagations des chenaux tidaux appartenant à la ceinture chenalisante du système estuarien actuel.

Le secteur du Littoral Nord-Est (Figure III-29 D et E)

Le secteur Nord-Est se divise en deux sous-secteurs : le littoral de Saint-Jean-le-Thomas caractérisé par une barrière littorale sableuse, et les bancs du large à l'entrée de la baie du Mont-Saint-Michel.

Le long du littoral de Saint-Jean-le-Thomas, l'architecture du remplissage est définie par (Figure III-29 D) :

- 1) une unité basale U3 transparente ne dépassant pas la côte 0 m CM (où le toit du substratum remonte avec une forte pente vers la côte).
- 2) des unités sommitales U4 et U5, avec U4 caractérisée par une géométrie pseudo-aggradante se terminant en onlap sur le socle et U5 matérialisée par des larges chenaux divagants peu profonds, et dont la base érode U4. L'unité U5 correspond ici à l'extension Nord de la ceinture chenalisante du système estuarien.

Les abords ouverts de la Baie du Mont-Saint-Michel sont caractérisés au Nord-Est par une géométrie relativement simple du prisme sédimentaire composée de deux unités sismiques (Figure III-29 E) :

- 1) l'unité basale U3 y est peu épaisse aplani à son toit et correspond à la discontinuité D4.
- 2) l'unité sommitale U4 est matérialisée par de grands bancs progradants dont l'architecture interne, complexe, met en évidence plusieurs phases de constructions délimitées par de vastes surfaces d'aplanissement.

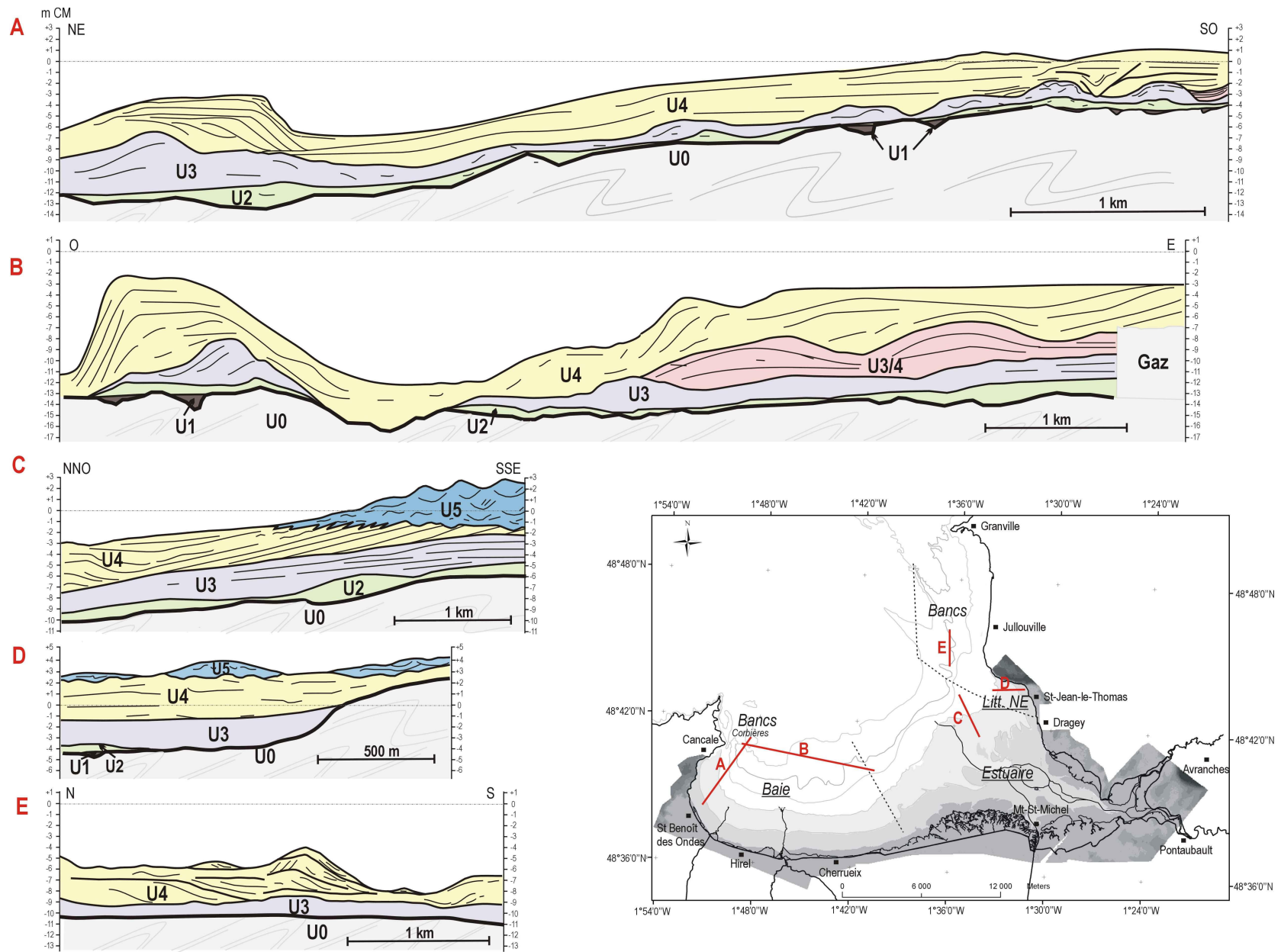


Figure III-29 : Synthèse des différentes géométries du prisme sédimentaire, identifiées selon les différents environnements de dépôts de la Baie du Mont-Saint-Michel.

Chapitre IV

Faciès et évolutions sédimentaires en Baie du Mont-Saint-Michel

IV-1 Méthodes de prélèvement et traitements analytiques	95
IV-1.1 Prélèvements sur le terrain	95
IV-1.2 Analyses en laboratoire	97
IV-2 Faciès sédimentaires et évolution environnementale du secteur « baie »	99
IV-2.1 Caractéristiques des faciès sédimentaires	99
IV-2.2 Successions sédimentaires dans le secteur du sand flat (Cherrueix)	102
IV-2.3 Successions sédimentaires dans le secteur du mixed flat (de la Laronnière à St Benoît-des-Ondes)	113
IV-2.4 Secteur du mixed flat au mud flat (St Benoît-des-Ondes)	121
IV-2.5 Secteur du mud flat (Cancale)	129
IV-2.6 Synthèse sur les faciès et les évolutions sédimentaires du secteur Baie	132
IV-3 Faciès sédimentaires et évolution environnementale du secteur estuarien	133
IV-3.1 Caractéristiques des faciès sédimentaires	133
IV-3.2 Successions sédimentaires dans le système estuarien Sée-Sélune	136
IV-3.3 Successions sédimentaires dans le système estuarien du Couesnon	149
IV-3.4 Synthèse sur les faciès et les évolutions sédimentaires du secteur estuarien	150
IV-4 Faciès sédimentaires et évolution environnementale du Littoral Nord Est	152
IV-4.1 Caractéristiques des faciès sédimentaires	152
IV-4.2 Successions sédimentaires dans le secteur de Dragey : système progradant de flèche sableuse	154
IV-4.3 Successions sédimentaires dans le secteur de Saint-Jean-le-Thomas : système de barrière littorale en érosion	159
IV-4.4 Synthèse sur les faciès et les évolutions sédimentaires du littoral Nord-Est	166
IV-5 Âges des successions sédimentaires	166
IV-5.1 Chronologie des séquences sédimentaires dans le secteur « baie »	168
IV-5.2 Chronologie des séquences sédimentaires dans le secteur estuarien	173
IV-5.3 Chronologie des séquences sédimentaires dans le secteur du littoral NE	174

IV-1 Méthodes de prélèvement et traitements analytiques

IV-1.1 Prélèvements sur le terrain

Vibrocarottage

Le vibrocarottier a été construit d'après une conception d'Amaury de Resseguier (Université de Bordeaux I) pour l'UMR M2C par Jean-Paul Lehodey, et amélioré par Franck Lelong et Sylvain Haquin. Le carottier peut être facilement transporté (sur des surfaces portantes) à l'aide d'un quad (Figure IV-1). De mise en œuvre rapide (1 heure est nécessaire pour le prélèvement d'une carotte), il permet de réaliser des carottages jusqu'à 8 mètres de profondeur. Le carottier se compose de (Figure IV-2): 1) une structure porteuse (échelle et haubans), 2) d'une plaque sur laquelle est fixé un percuteur, 3) des tubes de prélèvement munis d'un piston et d'une « peau d'orange ».

Le carottier peut fonctionner par vibration (aiguille à béton) ou percussion (haute fréquence) (marteau-piqueur). La quasi totalité des carottages a été réalisée en utilisant le marteau-piqueur. Le prélèvement de la carotte se fait selon plusieurs étapes :

- 1) un premier tube en PVC, de 10 cm de diamètre, de 2 m de long, est glissé dans une « chemise » en inox de diamètre plus important avec à sa base, une ogive permettant une bonne pénétration dans les sédiments. L'association tube PVC et tube inox est enfoncée dans les sédiments à l'aide du marteau-piqueur, puis le tube en PVC est retiré à l'aide d'un palan et le tube en inox est laissé dans le sol (vide).
- 2) un second tube en aluminium de 7 cm de diamètre et de 6 m de long est placé dans le tube inox. Le tube de 6 m est enfoncé le long de l'échelle à l'aide du marteau-piqueur et retiré avec le palan.

Cette technique permet de réaliser des carottages de 8 m de long au maximum avec une structure porteuse de 6 m de haut. Quarante carottes ont ainsi été prélevées dans l'ensemble de la baie du Mont-Saint-Michel, sur les zones intertidales, entre décembre 2003 et juin 2006 (Figure IV-3).



Figure IV-1 : Photographies illustrant la mise en place et l'utilisation du carottier terrestre.

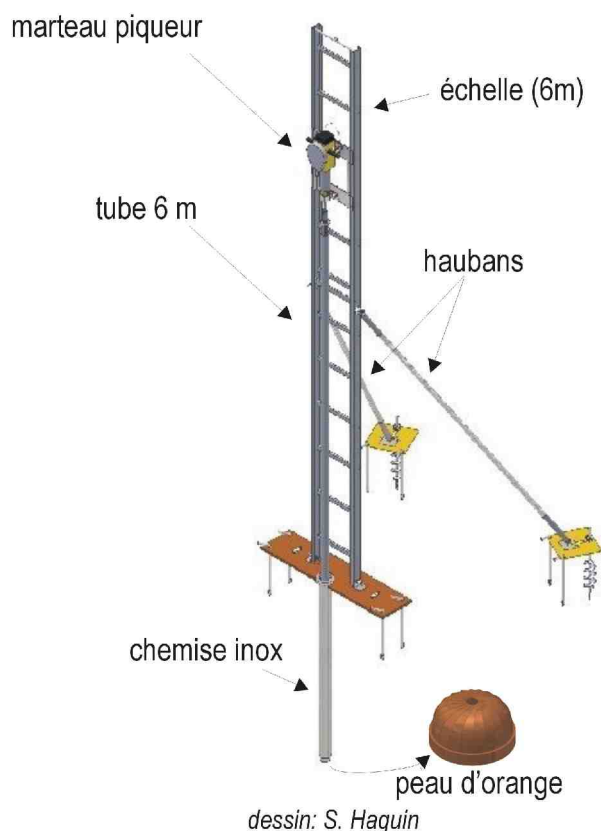


Figure IV-2 : Schéma représentant les différentes parties composant le carottier terrestre.

Sondage à la tarière

Trois sondages longs à la tarière hélicoïdale ont été réalisés au cours de ce travail dans la Baie du Mont-Saint-Michel. La sondeuse du laboratoire M2C (Figure IV-4) permet de sonder jusqu'à une vingtaine de mètres de profondeur à l'aide d'un train de tiges d'une longueur de 1 et 1,5 m. Des échantillons ont été collectés le long des tiges hélicoïdales à chaque changement lithologique majeur. Ces sondages destructifs ne permettent pas une description précise des faciès mais apportent des indications sur l'épaisseur du prisme sédimentaire et la nature des grandes unités lithologiques.



Figure IV-4 : Photographies illustrant la mise en place et l'utilisation de la sondeuse

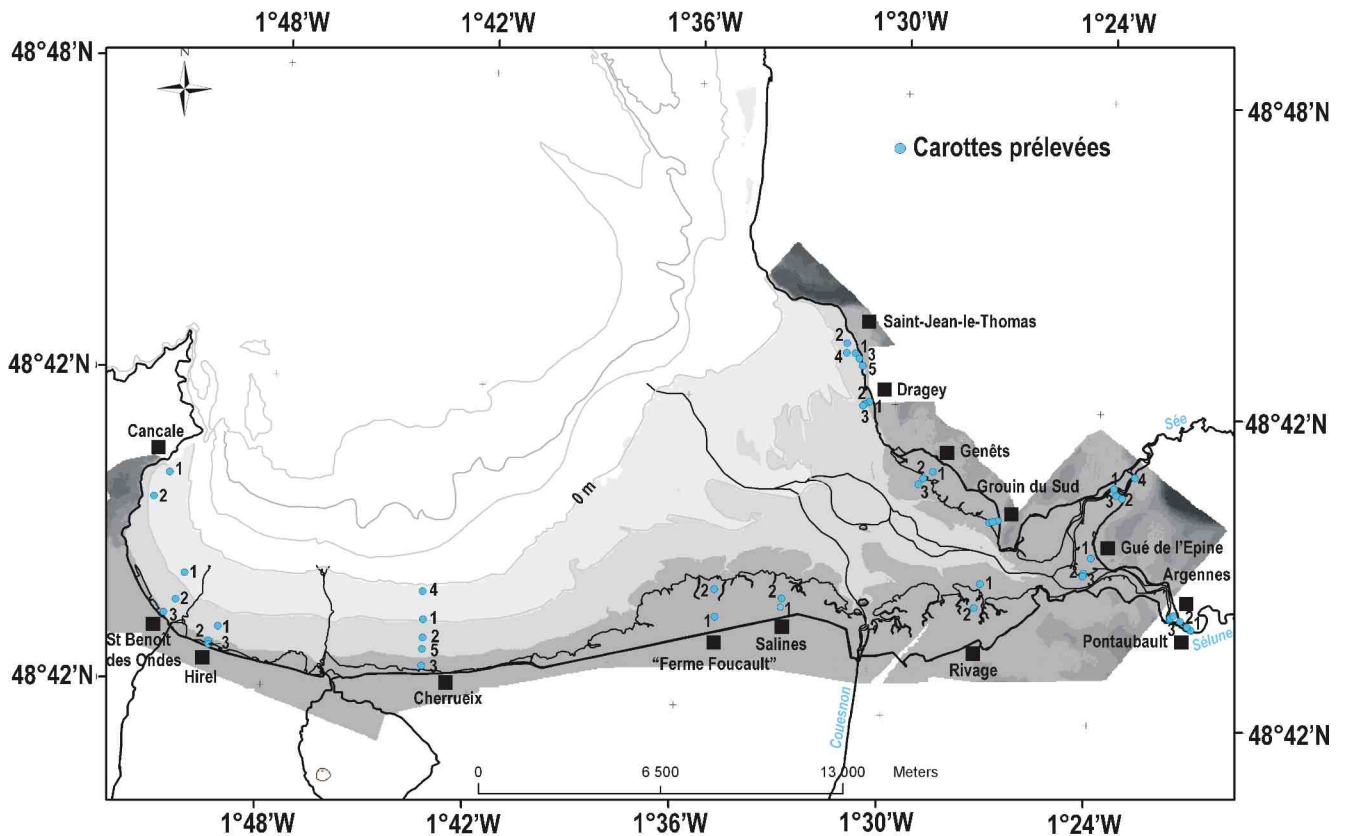


Figure IV-3 : Cartographie des carottes prélevées en zones intertidales dans la Baie du Mont-Saint-Michel.

IV-1.2 Analyses en laboratoire

Toutes les carottes ont été tronçonnées sur le terrain en section de 1 m. Avant ouverture en laboratoire, 25 de ces carottes ont été analysées par rayons X (scanner médical) et par diagraphie (gamma ray spectral) au centre scientifique TOTAL (CSTJF) à Pau. Les images scanner de chaque section de carotte ont été obtenues par l'acquisition d'une série de tomographies (1 image tomographique tous les 0,25 mm) La compilation des images tomographiques permet une reconstruction en 3D de la section de carotte. Les images scanner des carottes sont présentées en annexe.

Description : Cette méthode d'imagerie a permis une identification précise des structures d'origine sédimentaire et biologique telles que les fentes de dessiccation, les types de litage, les traces de racines, la bioturbation.

Chaque carotte a ensuite été ouverte longitudinalement au laboratoire de Caen (banc d'ouverture, annexe). Un demi-tronçon (demi-section) de chaque carotte a été archivé, et après avoir été photographié, l'autre demi-tronçon a été décrit et échantillonné sur des niveaux caractéristiques de faciès sédimentaires. Les faciès ont été décrits d'après la classification de Reineck et Wunderlich (1968) selon la charte des couleurs de Munsell, la texture, les structures, les litages et la nature et la concentration des éléments accessoires (tels que les débris de végétaux, la matière organique, les galets mous et tourbeux).

Différents types d'analyses ont été réalisés sur les échantillons prélevés dans les carottes afin de compléter ces descriptions :

Calcimétrie : Les teneurs en carbonates ont été mesurées à l'aide du calcimètre Bernard sur près de 600 échantillons prélevés sur les différents faciès. Les résultats ne dépassent que rarement les 45%, cependant des valeurs maximales peuvent atteindre près de 70% correspondant à des passées coquillères et sables coquilliers. Un intervalle comprenant une valeur minimale et maximale de la teneur en carbonates est présenté dans la description de chaque faciès (cf. tableaux des faciès). Certaines teneurs en carbonates sont liées à la taille des particules et caractéristiques de certains environnements de dépôt (exemple : les dépôts de vasière d'arrière barrière présentent des teneurs généralement inférieures à 20% alors que les dépôts de fond de chenaux peuvent atteindre des teneur à 70% de carbonates).

Granulométrie : Les analyses granulométriques permettent de calibrer les faciès sédimentaires, elles ont été réalisées sur la fraction inférieure à 2 mm au moyen d'un granulomètre laser type Coulter LS230 pour 1050 échantillons. Les classes granulométriques utilisées sont : argiles ($<4\mu\text{m}$), silts (4-63 μm), sables fins (63-250 μm), sables moyens (250-500 μm) et sables grossiers (500-1000 μm). Une courbe granulométrique représentative est présentée pour la description de chacun des faciès (cf. tableaux des faciès).

Morphoscopie : L'observation de quelques échantillons caractéristiques sous loupe binoculaire a permis de mettre en évidence, par la nature et la forme des grains (litho- / bioclastes, microfaune) la dynamique de mise en place des dépôts et l'agent de transport en jeu (exemple : les sables éoliens de couverture weichséliens présentent un aspect opaque et une forme très arrondie).

Analyses micropaléontologiques : Une étude préliminaire sur les populations de foraminifères benthiques a été réalisée, en collaboration avec Evelyne Goubert de l'Université de Bretagne Sud, sur une carotte représentative de l'évolution du littoral Nord Est. Une dizaine d'échantillons a été lavée et tamisée sous voie humide avec des tamis de 45 μm et 125 μm . Les refus de chaque tamis ont été séchés à l'étuve (50°C). Le comptage a été réalisé sous la base d'un minimum de 300 individus par échantillon. Les résultats de cette analyse corroborent l'ensemble des interprétations proposées par l'étude des faciès et sont donc présentés en annexe (tableau de comptage).

Datations radiocarbone : Parallèlement aux prélèvements réalisés pour les analyses sédimentaires, un échantillonnage ciblé a été effectué afin d'établir un calage chronologique des différentes séquences sédimentaires identifiées. 30 datations radiocarbone ^{14}C (Accelerator Mass Spectrometry) ont été réalisées dans les laboratoires de Poznan (Pologne) et de Lyon (France) en collaboration avec TOTAL (16 échantillons) et la DRAC de Basse Normandie (2 échantillons). Les âges au radiocarbone ont été calibrés en utilisant le programme CALIB Rev 5.0.1 écrit et distribué par le laboratoire « Quaternary Isotope Lab » de l'Université de Washington (Stuiver et Reimer, 1993 ; Stuiver *et al.*, 2005). La courbe « Marine 04 » (Hughen *et al.*, 2004) a été utilisée pour les échantillons contenant des coquilles marines, la correction prend en compte l'effet réservoir marin global (environ 400 ans). L'effet réservoir local ($\Delta R=56$ ans dans la Manche) a été ajouté aux corrections dans le programme CALIB Rev 5.0.1 (<http://www.calib.qub.ac.uk/marine>, Stuiver *et al.*, 2005). La courbe « Intcal 04 » (Reimer *et al.*, 2004) a été utilisée pour le matériel tourbeux et la courbe « mixed hem N » a été utilisée pour les échantillons contenant des hydrobies. Les âges calibrés sont présentés avec un intervalle de confiance de 95% (2σ).

Datations relatives : Pour les périodes les plus récentes (dernières décennies), des datations relatives ont pu être réalisées grâce à l'analyse de photographies aériennes anciennes correspondant à différentes périodes (photos IGN de 1947 à 2002). Cette méthode permet d'apporter des informations sur l'âge relatif des dépôts selon les différentes phases de migration du chenal tidal dans le secteur estuarien. Des datations relatives ont également été obtenues à l'aide d'indicateurs biologiques, telles que les espèces invasives dans la Baie du Mont-Saint-Michel (exemple : *Crepidula fornicata*).

IV-2 Faciès sédimentaires et évolution environnementale du secteur « baie »

IV-2.1 Caractéristiques des faciès sédimentaires

Neuf faciès sédimentaires ont été définis dans le secteur Ouest de la Baie du Mont-Saint-Michel. Les caractéristiques lithologiques et la présence de structures sédimentaires permettent d'interpréter ces différents faciès en terme d'environnements de dépôt (Tableau IV-1). Ces faciès sont caractéristiques des milieux intertidaux (tidal flat) (Reinson, 1992 ; Dalrymple *et al.*, 1992).

- Le faciès Fs_A se compose de sédiments grossiers (sables à cailloutis), parfois englobés dans une matrice argileuse compacte. Le pourcentage de carbonates se situe autour de 40%, résultant de la présence de nombreux débris coquilliers. Ce faciès traduit un environnement de forte énergie et est interprété comme un **faciès intertidal de sand flat (bas estran)**.
- Le faciès Fs_B se présente également comme un faciès hétérolithique (sables moyen à grossier), composé de débris coquilliers et de galets mous. Ce faciès correspond à un environnement énergétique de bas estran et est interprété comme un **faciès de fond de chenal**.
- Le faciès Fs_C se caractérise par un mélange sablo-silto-argileux dont le mode principal se situe dans les silts grossiers. Le taux de carbonates est compris entre 40 et 50%. Des

débris coquilliers sont observés dans ce faciès avec parfois quelques galets mous. Des rides peuvent être également présentes lorsque celles-ci ne sont pas déstructurées par la bioturbation (ichnofaciès de type skolithos). Ce type de dépôt de haute énergie est interprété comme un **faciès intertidal (bas à moyen estran) d'un sand flat**.

- Le faciès Fs_D se compose de sable fin, bien trié avec une teneur en carbonates comprise entre 40 et 50%. Des structures de haute énergie y sont reconnues sous la forme de lamines. Des coquilles de bivalve sont observées en position d'équilibre (convexité vers le haut). Ce faciès correspond au même environnement de dépôt que Fs_C mais est interprété comme des événements de forte énergie de type **dépôt de tempête**.
- Le faciès Fs_E est représenté par un mélange de silts, d'argile et de sable très fin. Ces dépôts hétérolithiques contiennent généralement moins de carbonates que les faciès précédents (25 à 35%). Il se caractérise par son contenu en blocs détachés et la présence de micro failles, dépôts effondrés ou glissés de nature silto-argileuse et lités. Des galets mous et des coquilles sont reconnus dans ces dépôts. L'activité biologique se manifeste par la présence de nombreux terriers dans certains niveaux. Ce faciès correspond typiquement aux dépôts observés actuellement sur le moyen estran du mixed flat de Saint-Benoît-des-Ondes et est interprété comme des **dépôts de fond de seillons d'un système de banquette / seillon** (Goulean *et al.*, 2000), **ou de ruets (tidal gullies)**.

FACIES SEDIMENTAIRES: SECTEUR BAIE							
Faciès et association de faciès	Photo	Imagerie scanner	Lithologie et granulométrie	Carbonate % CaCO3	Structures internes litage, bioturbation clasts,...	Environnement de dépôt	Énergie du milieu
FS _I			Sable fin à moyen bien trié silts modes principaux: 125 µm, 265 µm	<15 %		Arrière barrière, washover et spillover haut estran	++++
FS _H			argile, silts, sable fin mode principal: 45 µm modes secondaires: 3 µm, 20 µm, 225 µm	<20 %		Arrière barrière, mud flat haut estran	++
FS _G			argile, silts mode principal: 41 µm mode secondaire: 4 µm	15 - 25 %		intertidal, mud flat moyen à haut estran	++
FS _F			argile, silts, sable très fin à fin mode principal: 41 µm modes secondaires: 3 µm, 220 µm	30 - 40 %		intertidal, sand flat - mixed flat moyen estran haut estran influence estuarienne	+++
FS _E			silts, sable très fin argile mode principal: 45 µm modes secondaires: 4 µm, 120 µm	25 - 35 %		intertidal, mixed flat moyen estran banquette / seillon	+++
FS _D			sable fin, bien trié mode principal: 150 µm	40 - 50 %		intertidal, sandflat bas à haut estran	++++
FS _C			Silto-sablo-argileux mode principal: 45 µm modes secondaires: 185 µm, 3 µm	40 - 50 %		intertidal, sandflat bas à moyen estran	++++
FS _B			sable moyen à grossier mode principal: 300 µm	35 - 45 %		intertidal, sandflat bas-estran / fond de chenal	+++++
FS _A		pas de donnée	sable moyen à grossier cailloutis matrice argileuse compacte modes principaux: 245 µm, 1500 µm	35 - 45 %		intertidal, sandflat bas estran	+++++

Analyse granulométrique			Structures sédimentaires		
Legende					
	Diamètre des particules(µm)				

Tableau IV- : faciès sédimentaires reconnus dans le secteur Baie. De gauche à droite : photographies ; images RX ; lithologie, courbe granulométrique et teneur en carbonates représentatives ; structures sédimentaires ; interprétations en terme d'environnements de dépôt ; énergie relative du milieu interprété.

- Le faciès Fs_F est plurimodal, hétérolithique, avec la présence d'argile sous forme de lamines préservées, de silts et de sables très fins à fins. La teneur en carbonates est comprise entre 30 et 40%. C'est dans ce faciès que sont reconnues le plus grand nombre de structures sédimentaires : planar lamination, lenticular bedding, wavy bedding et flaser bedding. Ces structures sont parfois déstructurées par la présence d'une importante bioturbation (ichnofaciès de type skolithos) et par la présence de coquilles. Des débris de végétaux sont parfois observés. Ce faciès traduit une plus faible énergie du milieu de dépôt et est interprété comme un faciès intertidal de **sand flat ou de mixed flat de moyen à haut estran**. D'autre part, la préservation de lamines argileuses peut également traduire une **influence estuarienne**.
- Le faciès Fs_G se compose principalement de sédiments silteux à argileux. La teneur en carbonates est comprise entre 15 à 25%. Les dépôts sont largement bioturbés, cependant des lamines intactes peuvent être observées. Ce faciès correspond à un environnement de dépôt de type **mud flat (moyen à haut estran)**.
- Le faciès Fs_H est hétérolithique, silto-argileux avec des laminations planes de basse énergie millimétriques à pluricentimétriques. L'importante bioturbation observée dans les dépôts peut être d'origine végétale avec la présence de traces de racines et des débris végétaux ou d'origine animale avec la présence de coquilles d'*Hydrobia ulvae*. Ce faciès se caractérise aussi par la présence de fentes de dessiccation. Fs_H diffère de Fs_F par sa teneur en carbonates qui, dans ce cas, ne dépasse pas les 20%. Ce faciès correspond à un environnement de dépôt de type **vasière d'arrière barrière**.
- Le faciès Fs_I est de nature sablo-coquillière où les coquilles peuvent être observées en position de convexité vers le haut. Les dépôts sont interlités avec des lamines argileuses et la teneur en carbonates dépasse rarement les 15% (la teneur varie avec le pourcentage en coquille). Les passées sableuses se traduisent par des dépôts de sables fins à moyens bien triés. Ce type de faciès correspond à des dépôts de type **washover et spillover** observé dans un environnement d'arrière barrière.

L'interprétation et l'association de ces différents faciès reconnus au sein des carottes sédimentaires permet d'interpréter les successions de dépôts en terme d'évolution des milieux de sédimentation.

IV-2.2 Successions sédimentaires dans le secteur du sand flat (Cherrueix)

Cinq carottes ont été prélevées sur le sand flat près de Cherrueix le long d'un transect de 2,5 km. La longueur des carottes est d'environ 7,5 m. Toutes les carottes présentent des unités lithologiques hétérogènes mais sont principalement composées de sable. Seules les carottes Cherrueix 3, Cherrueix 2 et Cherrueix 4 sont présentées en détail dans ce paragraphe, les autres (Cherrueix 1 et 5) sont présentées en annexe du fait de leurs similitudes avec Cherrueix 2. D'autre part, les résultats d'analyses granulométriques et de teneur en carbonates sont également détaillés en annexe.

- La carotte Cherrueix 4 est située le plus bas sur l'estran, au niveau de la zone à bouchots.

Cherrueix 4 est granodécroissante jusqu'à 50 cm de profondeur, puis se caractérise par des dépôts grossiers en surface (Figure IV-5).

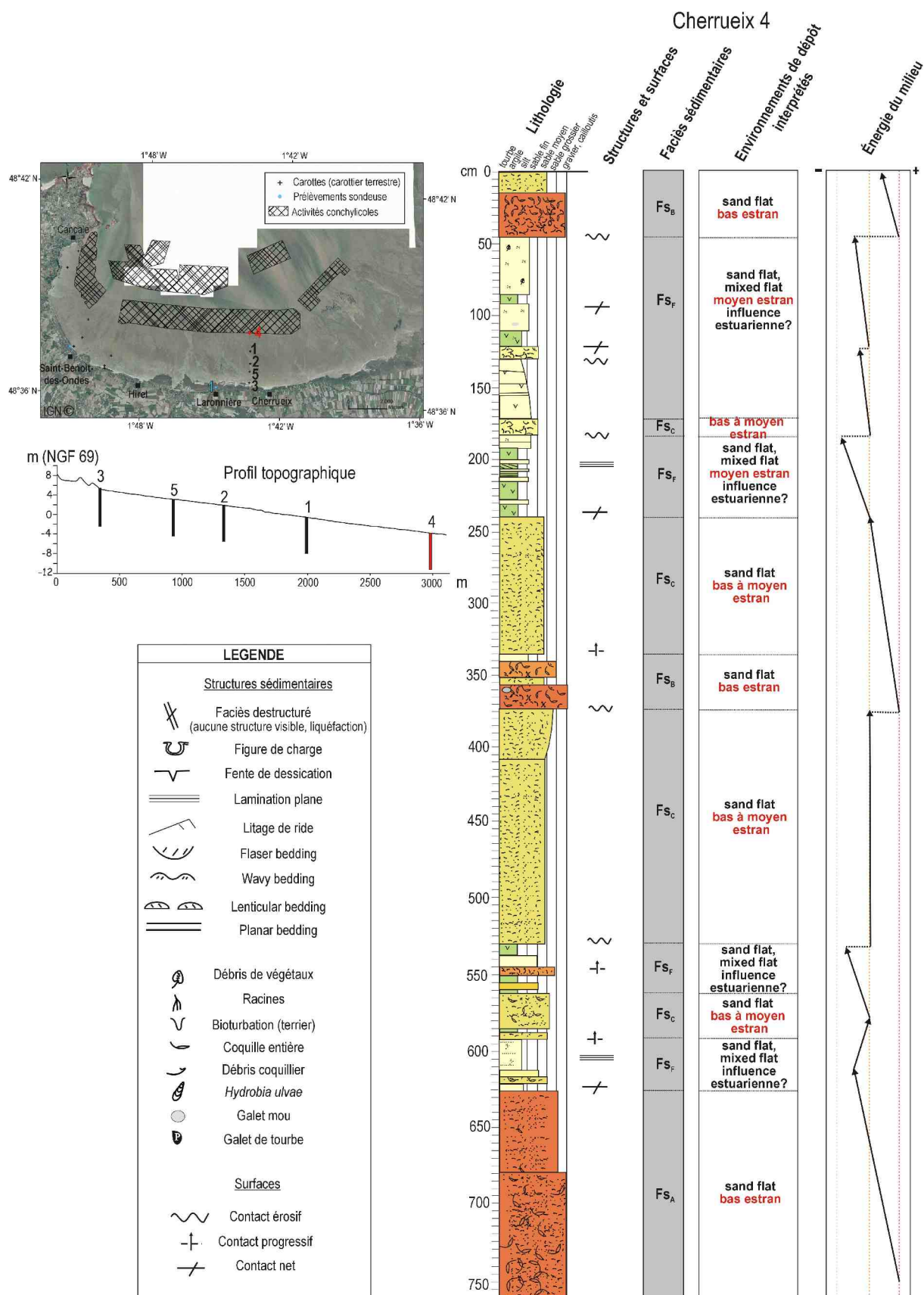


Figure IV-5: Log sédimentologique de la carotte Cherrueix 4 prélevée dans la partie inférieure du sand flat et interprétations en terme d'environnement de dépôt et d'énergie.

Les surfaces d'érosion figurées sur le log délimitent des séquences lithologiques essentiellement granodécroissantes. Ces séquences se caractérisent par des dépôts grossiers à la base sans structure apparente (faciès F_{SA} , F_{SB} et F_{SC}) traduisant un milieu de dépôt de haute énergie. Le sommet de ces séquences se composent de dépôts plus fins, hétérolitiques, laminés et faiblement bioturbés caractérisant une diminution de l'énergie du milieu. Les dépôts plus grossiers à la base peuvent être associés à une dynamique de houle alors que les dépôts silto-argileux du sommet des séquences (entre -45 / - 240 cm et -530 / -625 cm) correspondent à une dominance de l'énergie tidale.

Ces dépôts sont similaires aux faciès que l'on trouve dans le domaine estuarien. La présence et la préservation de ces dépôts à caractère tidal au sein de la succession sédimentaire grossière du domaine ouvert de Cherrueix peut être expliquée par des influences estuariennes.

En effet, avant les travaux récents de canalisation du Couesnon (1858), celui-ci divaguait largement sur les grèves plates entre le Mont-Saint-Michel et la limite Ouest des herbues (la Chapelle Sainte-Anne) (L'Homer, 2002). Une représentation de la zone estuarienne du Couesnon, de la Sée et de la Sélune au début du XIX^{ème} siècle (L'Homer *et al.*, 1999 ; 2002) rend compte de la configuration estuarienne de la Baie du Mont-Saint-Michel avant les aménagements (canalisation et poldérisation). L'estuaire du Couesnon était principalement orienté Nord-Ouest Sud-Est (Figure IV-6) contraint au sud et à l'Ouest par le massif de Saint-Broladre. Cette orientation associée à la capacité des chenaux tidaux à divaguer soutient l'hypothèse selon laquelle des dépôts tidaux d'origine estuarienne ont pu se déposer et être préservés au niveau du secteur de Cherrueix.

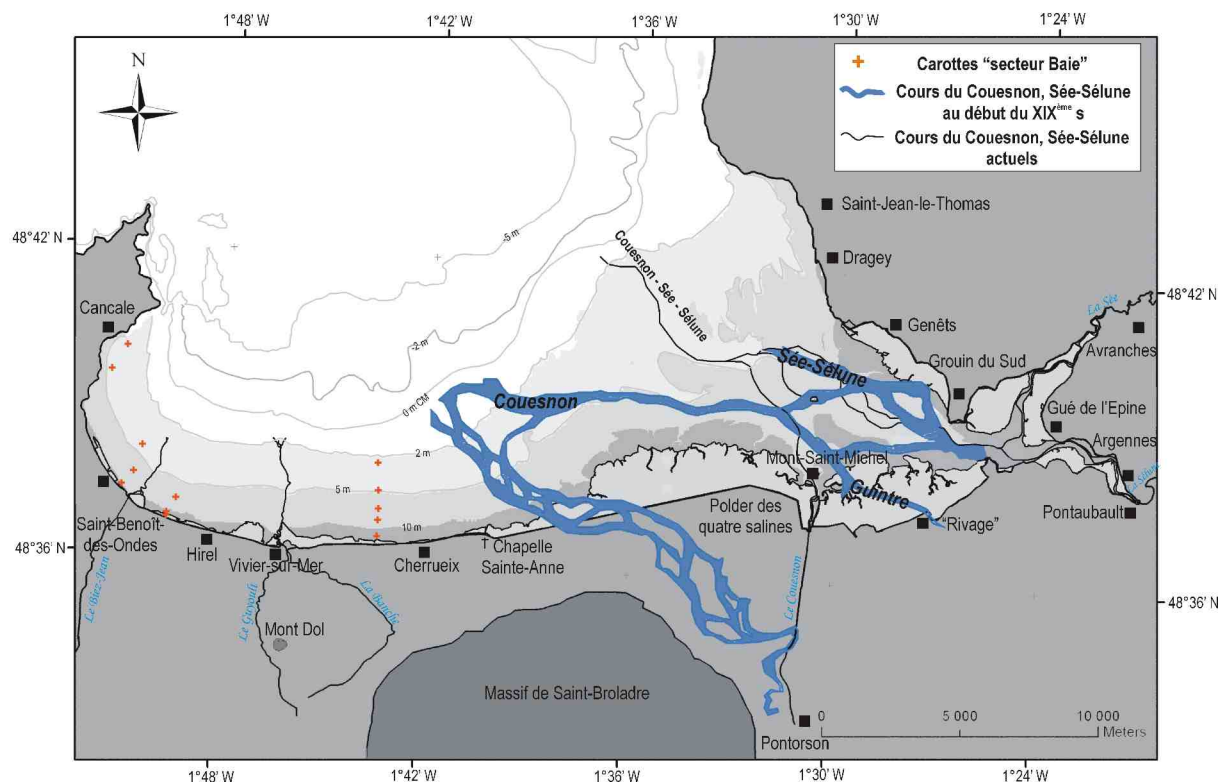


Figure IV-6 : Comparaison des chenaux principaux de l'estuaire du Couesnon entre le début du XIX^{ème} siècle et l'actuel. La configuration estuarienne du début du XIX^{ème} siècle est issue de la représentation de L'Homer (2002). La carte du système estuarien original du Couesnon a été géoréférencée, digitalisée puis superposée à la carte de localisation des carottes prélevées dans le secteur « baie ».

Il est donc très probable que les dépôts à caractère tidal enregistrés dans la carotte Cherrueix 4 résultent de la proximité des chenaux du Couesnon à certaines périodes récentes. L'alternance de dépôts grossiers (dynamique de houle) et de dépôts estuariens (dynamique de marée) traduisent les divagations successives des chenaux estuariens sur les grèves.

Le sommet de Cherrueix 4 se compose de sédiments grossiers et coquilliers interprétés comme des dépôts caractéristiques de la zone inférieure du sand flat actuel, non affectés par l'estuaire du Couesnon.

- La carotte Cherrueix 2 est localisée au milieu de l'estran (2 km de la digue, profil topographique (Figure IV-6). Elle se compose principalement par des alternances de sable moyen à fin et de silt.

L'ensemble de la carotte est interprété comme des dépôts de sand flat avec des variations lithologiques organisées sous la forme de courtes séquences. Elles se caractérisent à leurs bases par une surface d'érosion sur laquelle reposent des dépôts grossiers coquilliers (Fs_B ou Fs_C) puis par une granodécroissance exprimée par la succession des faciès Fs_C , Fs_F . Les séquences granodécroissantes de 1 à 2 m d'épaisseur se succèdent jusqu'au sommet de la carotte où les dépôts plus grossiers de surface peuvent être interprétés comme le début d'une nouvelle séquence et correspondent au sand flat actuel.

Chaque séquence peut être interprétée comme une variation de l'énergie du milieu de dépôt (sand flat) illustrée par l'évolution des faciès sédimentaires (de type bas ou moyen estran). La base des séquences se caractérise par des sédiments grossiers coquilliers déposés sous des conditions de haute énergie (dynamique de houle) comme en témoignent, par exemple, le faciès Fs_D à -715 cm avec des coquilles en position de convexité vers le haut (dépôt de tempête) ou le matériel grossier (sable et débris coquilliers) situé dans des gouttières d'érosion (gutter casts) observé à -200 cm (photos et images scanner, Figure IV-7). La partie supérieure des séquences se caractérise par des dépôts hétérolithiques silto-sablo-argileux organisés selon des litages horizontaux de basse énergie. Ces dépôts sont généralement fortement bioturbés (essentiellement des terriers de bivalves : *Macoma balthica*, *Cardium edule*). Ce faciès sédimentaire suggère des conditions de dépôt de plus faible énergie.

En résumé, Cherrueix 2 présente un environnement de sand flat où la succession des séquences sédimentaires traduit une évolution des conditions de dépôt caractérisée par des variations de l'énergie du milieu au cours du temps (Figure IV-8). Ces séquences de 1 à 2 m d'épaisseur sont dominées à la base par une dynamique de houle et au sommet par une dynamique tidale.

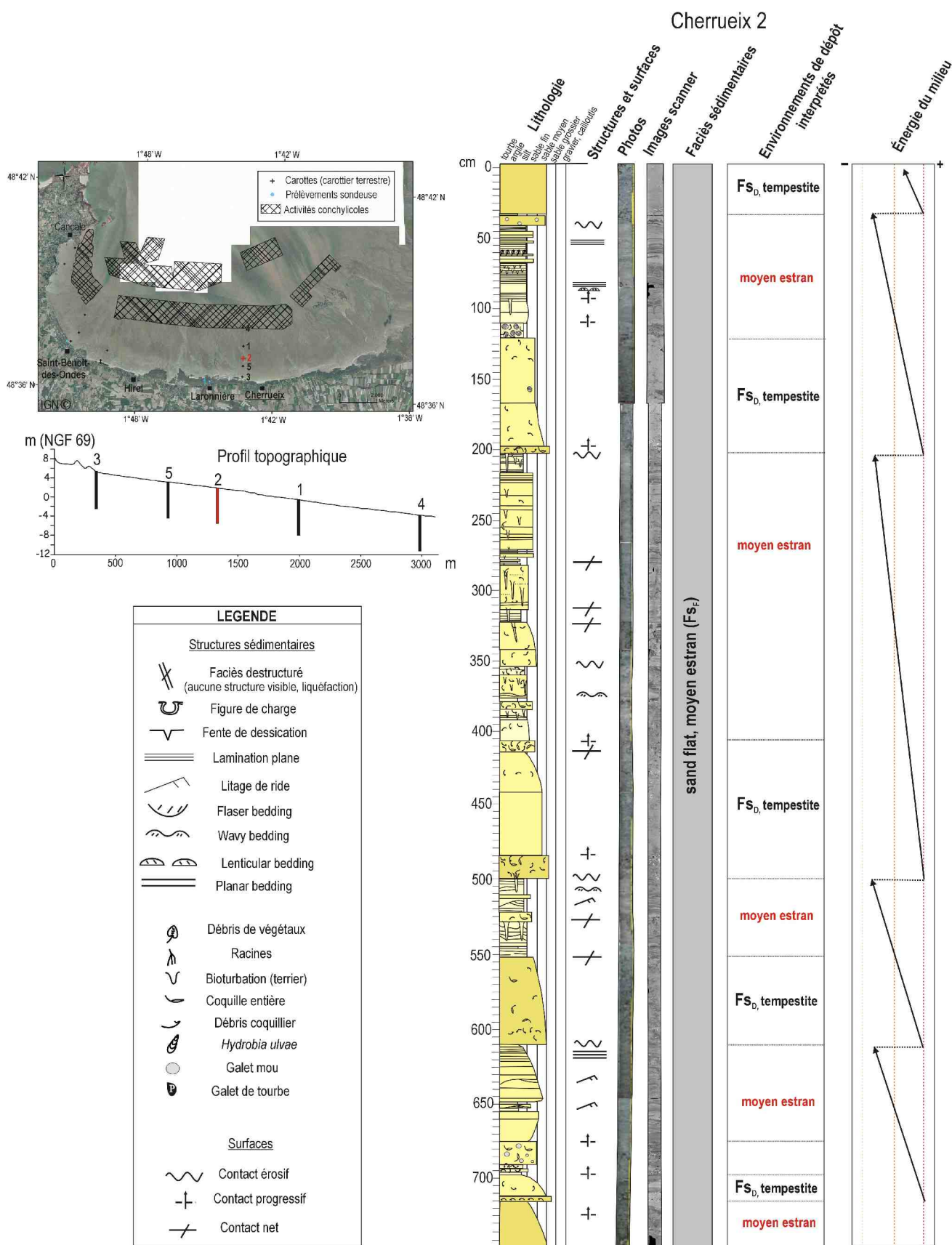


Figure IV-7 : Localisation et log sédimentologique de la carotte Cherrueix 2 prélevée en milieu d'estran du sand flat.

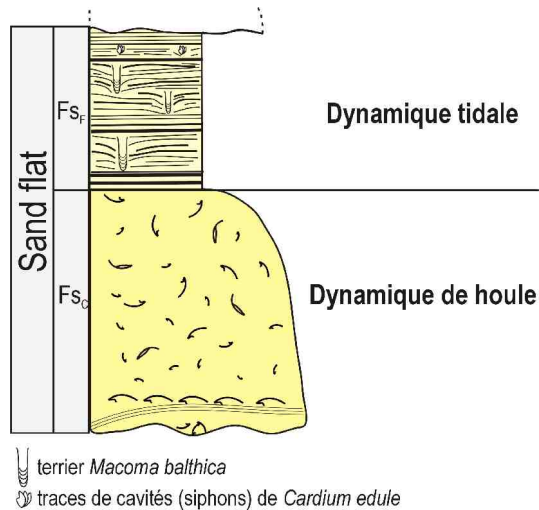


Figure IV-8 : Représentation schématique d'une séquence sédimentaire de Cherrueix 2 illustrant l'évolution des conditions de dépôt par une diminution de l'énergie du milieu. Les faciès associés correspondent à un environnement de sand flat.

- Les carottes Cherrueix 5 et Cherrueix 1 (annexes) sont similaires à Cherrueix 2. Elles sont composées d'une succession de séquences sédimentaires granodécroissantes illustrant des variations de conditions de dépôt du même type que celles décrites pour Cherrueix 2. Ces carottes de milieu d'estran enregistrent parfaitement les phénomènes observés actuellement sur le sand flat. L'association des faciès sédimentaires reflète la mixité des paramètres hydrodynamiques actifs en ce milieu que sont la marée et la houle. La répartition sédimentaire de la zone médiane de l'estran est difficile à «modéliser», parfois recouverte par des formations à dominance sableuse engendrées par l'action de la houle et parfois recouverte par des placages vaseux évoluant spatialement d'une marée à l'autre.

- La carotte Cherrueix 3 a été prélevée dans la partie supérieure de l'estran, au devant des cordons coquilliers (profil topographique, Figure IV-9). Surtout formée de sables fins silteux, elle présente une association de faciès typique de haut estran de sand flat. Les premiers décimètres de la base de la carotte traduisent des conditions de dépôt de plus forte énergie (Fs_c) que le reste. A partir de -650 cm, la lithologie est dans l'ensemble plus homogène (Fs_f), à l'exception d'un passage (-400 à -465 cm) de sédiments plus argileux. Ces derniers, plutôt généralement associés à un milieu de mud flat (Figure IV-9), correspondent donc à une phase de dépôt et de préservation sous une plus faible agitation.

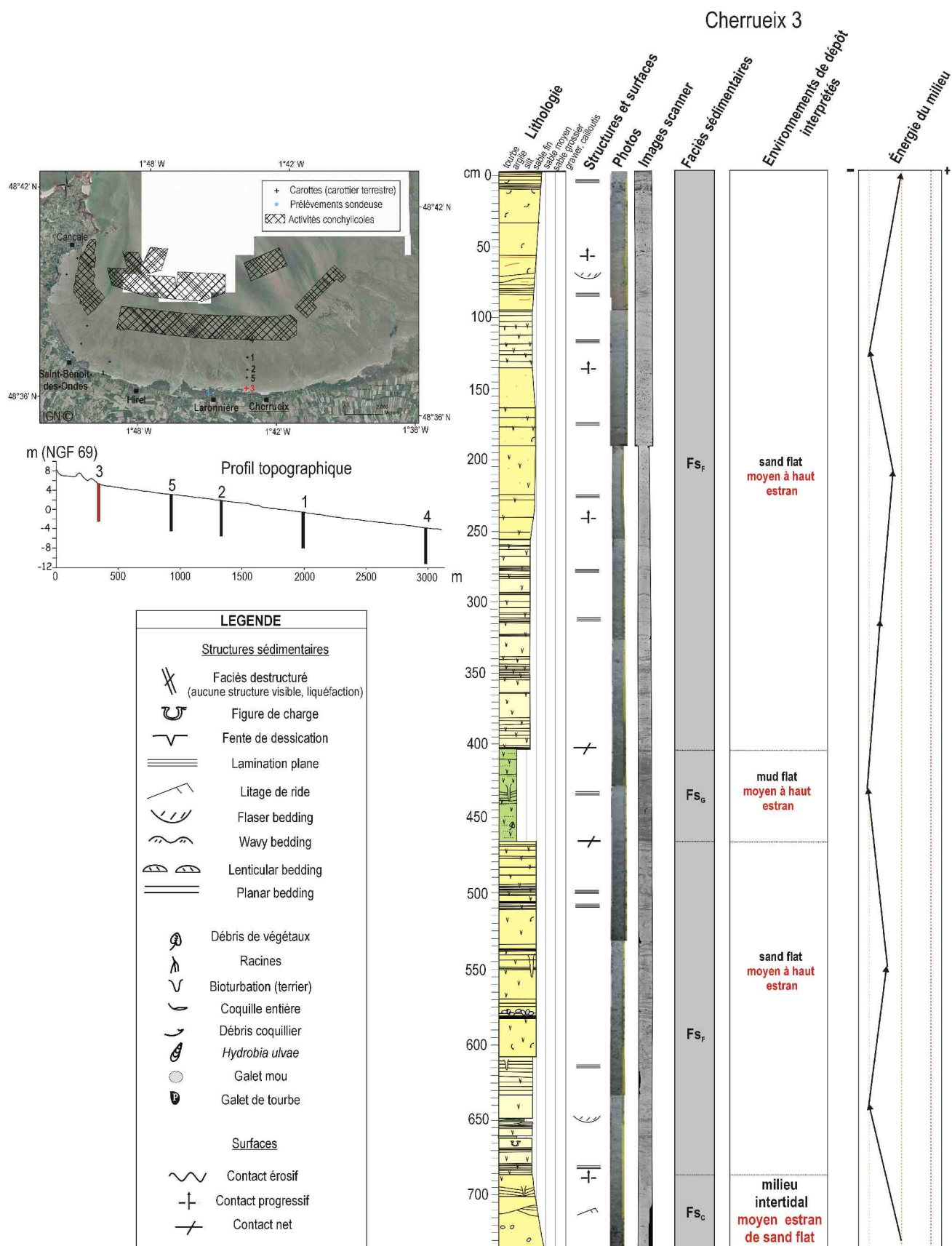


Figure IV-9 : Localisation et log sédimentologique de la carotte Cherrueix 3 prélevée sur la partie haute du sand flat.

• **Synthèse sur les carottes du sand flat de Cherrueix**

- Les cinq carottes enregistrent l'évolution d'un sand flat soumis à des conditions hydrodynamiques différentes au cours du temps.
- Globalement, une granodécroissance est observée du bas estran (Cherrueix 4), où les courants de marée sont les plus importants, vers le haut estran (Cherrueix 3), où ceux-ci s'affaiblissent. A cette granodécroissance, liée à la dynamique des courants de marée, se surimposent les effets opposés de l'action de la houle, notamment la formation et la migration de corps sablo-coquilliers vers le haut de l'estran.
- La succession sédimentaire de Cherrueix 4 enregistre des influences estuariennes illustrant l'activité importante de l'ancien cours du Couesnon dans ce secteur de la Baie.
- Les successions de Cherrueix 1, 2 et 5 enregistrent la mixité des paramètres hydrodynamiques mis en jeu dans ce type d'environnement intermédiaire entre le système estuarien et la baie de Cancale, plus abritée. Les carottes montrent par la succession de plusieurs séquences sédimentaires que les influences respectives de la marée et de la houle ont évolué à de multiples reprises au cours du temps.
- Le secteur de Cherrueix correspond à la partie du prisme sédimentaire de la Baie du Mont-Saint-Michel (cf. chapitre 2 : carte isopaques - Auffret, 1982) où les dépôts sont les plus épais. Les carottes confirment un fort potentiel de préservation des séquences sédimentaires dans ce secteur. La bonne préservation des différentes séquences sédimentaires permet de proposer une corrélation, à l'échelle du flat, de ces dernières, valable dans la zone médiane de l'estran (Cherrueix 1, 2 et 5). Une telle corrélation montre qu'il peut exister une signification, au moins régionale, sur la mise en place de ces séquences sédimentaires et sur l'évolution des facteurs hydrodynamiques au cours du temps (Figure IV-10).

L'apport de datations ¹⁴C permettra de proposer un cadre temporel à l'évolution des conditions hydrodynamiques enregistrées (cf. p 169).

IV-2.3 Successions sédimentaires dans le secteur du mixed flat (de la Laronnière à St Benoît-des-Ondes)

Les carottes « Hirel » ont été prélevées au niveau de la commune de Vildé-la-Marine (Figure IV-12). Deux carottes (Hirel 2 et Hirel 3) ont été échantillonnées au niveau du cordon coquillier et la troisième (Hirel 1) sur la zone médiane du mixed flat.

- la carotte Hirel 1 (Figure IV-11) se compose principalement de sédiments fins silto-argileux alternant parfois avec de fines passées sableuses. Le sommet de la carotte se différencie de la partie inférieure par une lithologie plus grossière, composée de sables fins à moyens. Entre -80 cm et -650 cm, la nature des dépôts correspond typiquement à un environnement de mixed flat, voire de mud flat. Deux principaux faciès sédimentaires sont identifiables au sein de la carotte (Fs_F et Fs_E). Ils sont composés de sédiment de même nature (silts et argile) mais diffèrent par leurs structures sédimentaires : Fs_F est marqué par des alternances horizontales silto-argileuses (planar lamination), alors que Fs_E présente des dépôts déstructurés (blocs laminés détachés, galets mous, blocs micro faillés).

Système de banquettes et de seillons

L'association de ces deux faciès peut être reliée à la présence de corps sédimentaires sur l'estran de type « banquettes et seillons » (Bassoulet *et al.*, 2000) (ridges and runnels). Les banquettes sont des structures convexes (ridges) alors que les seillons sont concaves (runnels). Il s'agit de structures allongées, parallèles et orientées perpendiculairement à la côte, de l'ordre du mètre en largeur et d'une dizaine de centimètres en profondeur. La formation de ces structures est induite par une érosion de l'estran due à la propagation des vagues au niveau de la zone médiane du mixed ou mud flat (O'Brien *et al.*, 2000) mais aussi contrôlée par les courants de marée et de drainage de l'estran à marée descendante. Ces corps sédimentaires ont été observés et étudiés sur plusieurs mud flats du Nord Ouest de l'Europe (Verger, 1968 ; Allen, 1969 ; Eisma, 1998), notamment au cours du programme européen INTRMUD (Angleterre : Severn et Hamber ; Pays-Bas : Dollar ; France : Marennes-Oléron) (Bassoulet *et al.*, 2000 ; Dyer *et al.*, 2000 ; Gouleau *et al.*, 2000 ; O'Brien *et al.*, 2000 ; Whitehouse *et al.*, 2000 ; voir Continental Shelf research, vol 20 -10/11, 2000).

Les systèmes de banquettes et seillons sont communs dans la partie occidentale de la Baie du Mont-Saint-Michel. Caline (1982) les désignent sous le terme de « système de mégarides longitudinales d'érosion ».

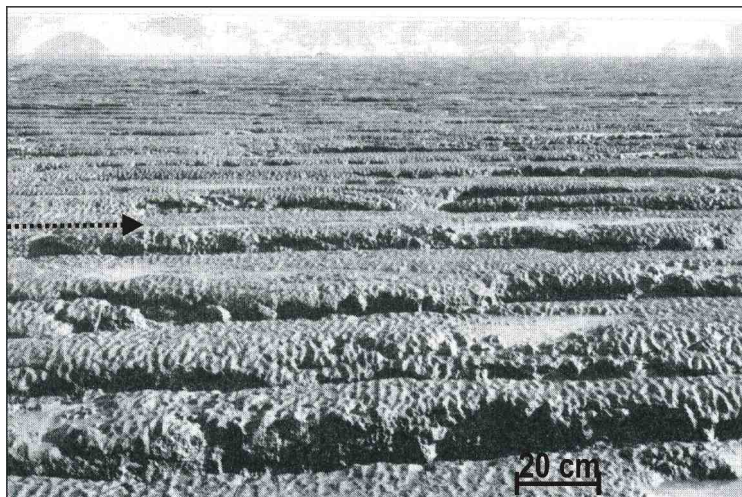


Figure IV-12 : système de banquettes et seillons ornés de rides de courant (jusant). Slikke du Vivier-sur-Mer (photo B. Caline, 1982).

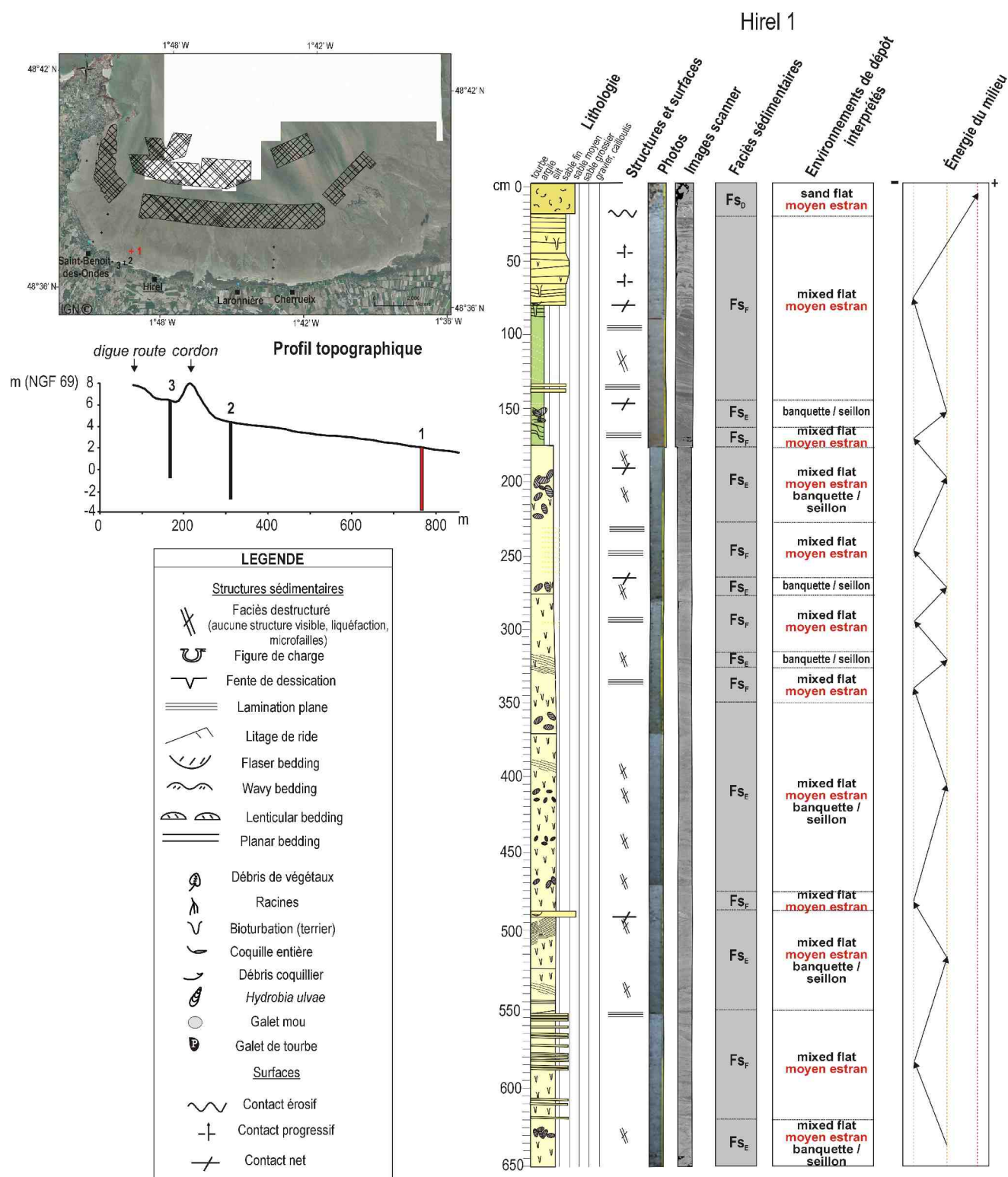


Figure IV-11 : Localisation et log sédimentologique de la carotte Hirel 1 prélevée dans la zone médiane de l'estran.

La carotte Hirel 1 enregistre la présence non continue de ces systèmes sédimentaires sur le mixed flat de Hirel. La succession sédimentaire se compose d'une alternance de dépôts laminés et de dépôts déstructurés avec des blocs détachés, micro-faillés, typiques de ceux observés au fond des seillons (Figures IV-13, IV-14). La mise en place de ces faciès implique une dualité dans les processus hydrodynamiques : une combinaison entre la marée et l'agitation.

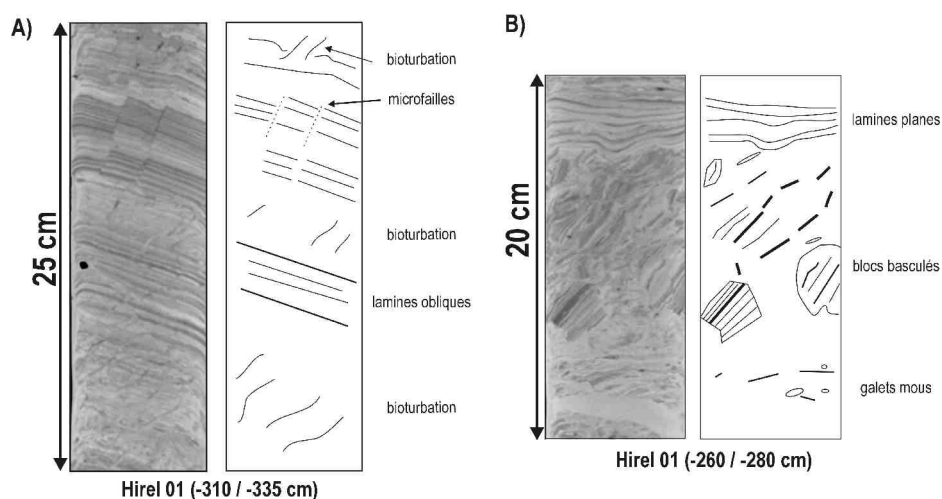


Figure IV-13 : Images scanner extraites de Hirel 01, illustrant les structures sédimentaires associées au système de banquettes et de seillons. A) dépôts microfaillés et structures obliques typiques des dépôts observés sur le flanc des banquettes. B) blocs détachés et galets mous drapés par des dépôts horizontaux caractérisant les dépôts de fond de seillon.

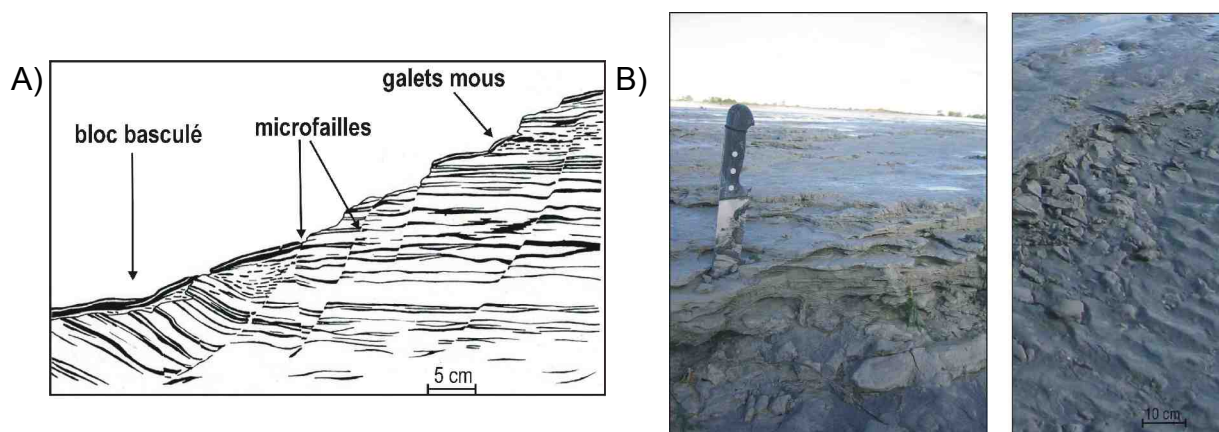


Figure IV-14 : A) schéma illustrant l'affaissement de la berge d'un chenal tidal avec formations de galets mous et de blocs détachés ; d'après Bajard (1966). B) photographie illustrant le phénomène d'effondrement de petits blocs sur le flanc d'une banquette ou d'un chenal.

La partie sommitale de Hirel 01 se caractérise par des sédiments plus grossiers (sables fins à moyens). Cette granocroissance met en évidence une augmentation de l'énergie du milieu à mettre en relation avec une augmentation de la dynamique de houle (agitation). Le mixed flat devient donc de plus en plus sableux, soumis à des conditions environnementales plus dynamiques.

- Les carottes Hirel 02 et Hirel 03 ont été prélevées de part et d'autre du cordon coquillier (chenier) présent sur le haut de l'estran (Figures IV-16 et IV-18). Hirel 02 a été carottée juste en avant du cordon (Figure IV-15 A). A cet endroit, la migration « onshore » du cordon fait apparaître une vasière d'arrière cordon ancienne. Ces faciès vaseux sont érodés par des sillons d'orientation identique aux sillons décrits précédemment sur le moyen estran. Ces sillons ont une origine identique, liée à l'érosion par les vagues et entretenue par le ruissellement (charriage de débris biolithoclastiques) des eaux à marée descendante (Figure IV-15 B et C). Ces structures érosionnelles ont été décrites aux extrémités des schorres sur plusieurs sites comme en Angleterre dans le Wash et l'estuaire du Severn (système de « ramp », Allen, 1993, 2000b).



Figure IV-15 : A) localisation du prélèvement de Hirel 02. B) système de « ramp » (ridges and grooves) à l'extrémité d'une ancienne vasière en érosion. C) sillons d'érosion associés au charriage de débris coquilliers.

Caractéristiques générales :

Les carottes Hirel 02 et Hirel 03 (Figures IV-16 et IV-18) sont composées d'alternance de faciès fins, correspondant à des dépôts de vasière d'arrière barrière, et de dépôts plus grossiers résultant d'événements de washover provoqués par de fortes vagues en période de vive-eau. Une telle association de faciès implique un environnement abrité à l'arrière d'un cordon, la vasière s'étant mise en place lorsqu'un cordon coquillier se trouvait en devant de celle-ci. La succession lithologique correspondant aux dépôts argileux, déposés par la marée en période d'inondation de vasière d'arrière barrière est caractérisée par la présence de bioturbation (racines, *Hydrobia ulvae*) (Figure IV-17). Les passées de sables fins bien triés ou de silts au sein de ces dépôts tidaux matérialisent des événements de spillover et de washover (sables plus grossiers).

La granocroissance des dépôts vers les sommets des carottes met en évidence un apport plus important en matériel bioclastique grossier (-160 cm sur Hirel 02 et -320 cm sur Hirel 03); cette évolution matérialise la migration du cordon coquillier vers le haut de l'estran.

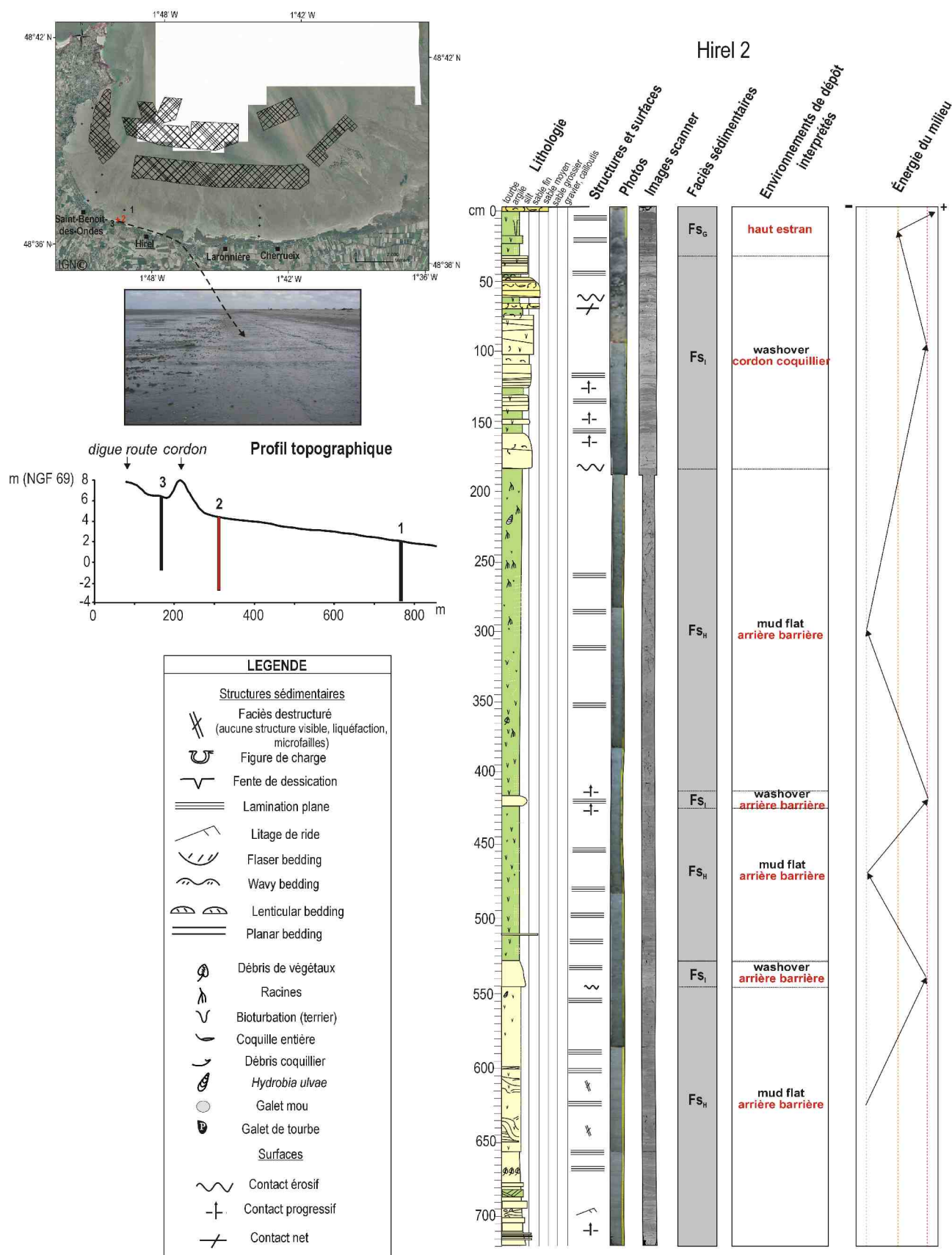


Figure IV-16 : Localisation et log sédimentologique de Hirel 2 prélevée en haut de l'estran.

Sur Hirel 02, les dépôts grossiers observés à -50 cm matérialisent la migration du cordon coquillier sur le haut de l'estran. Les dépôts situés au dessus de cette limite se sont alors mis en place en avant du cordon et représentent les dépôts typiques de l'accrétion de haute slikke.

La succession sédimentaire de Hirel 03, contrairement à Hirel 02, représente entièrement l'évolution d'un milieu abrité de vasière d'arrière barrière. Les dépôts plus grossiers entre -320 cm et -85 cm mettent en évidence des périodes de destabilisation du cordon coquillier et les dépôts argileux sommitaux, dans lesquels se développe de nouveau, une végétation halophile, illustrent une nouvelle phase de stabilisation du cordon.

Les carottes Hirel 02 et Hirel 03, associées à la même évolution environnementale du système de cordon coquillier, peuvent être corrélées (Figure IV-19).

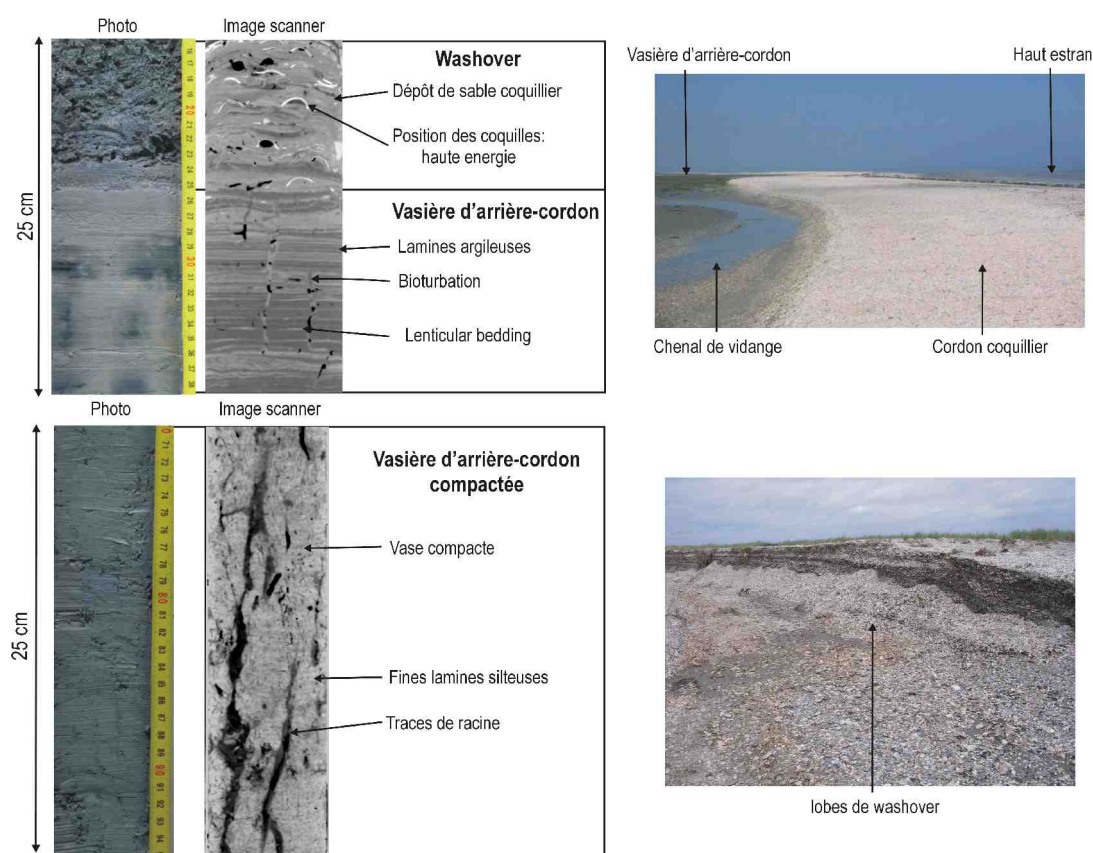


Figure IV-17 : Illustrations de faciès de washover et de vasière d'arrière cordon par imagerie scanner et photographies. Les environnements de dépôt associés à ces faciès sont présentés sur les photographies de paysage (droite).

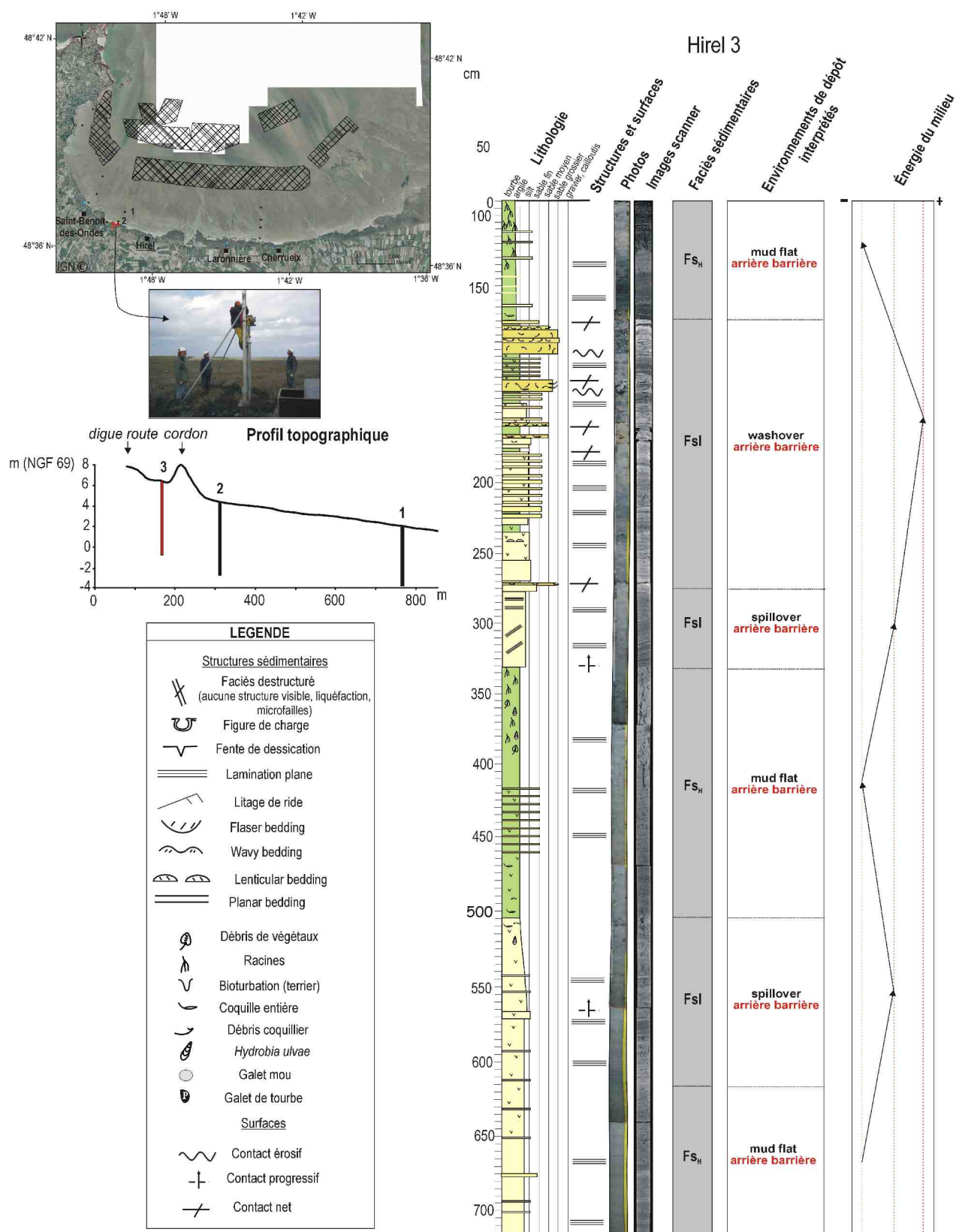


Figure IV-18 : Localisation et log sédimentologique de la carotte Hirel 3 prélevée dans la vasière d'arrière cordon.

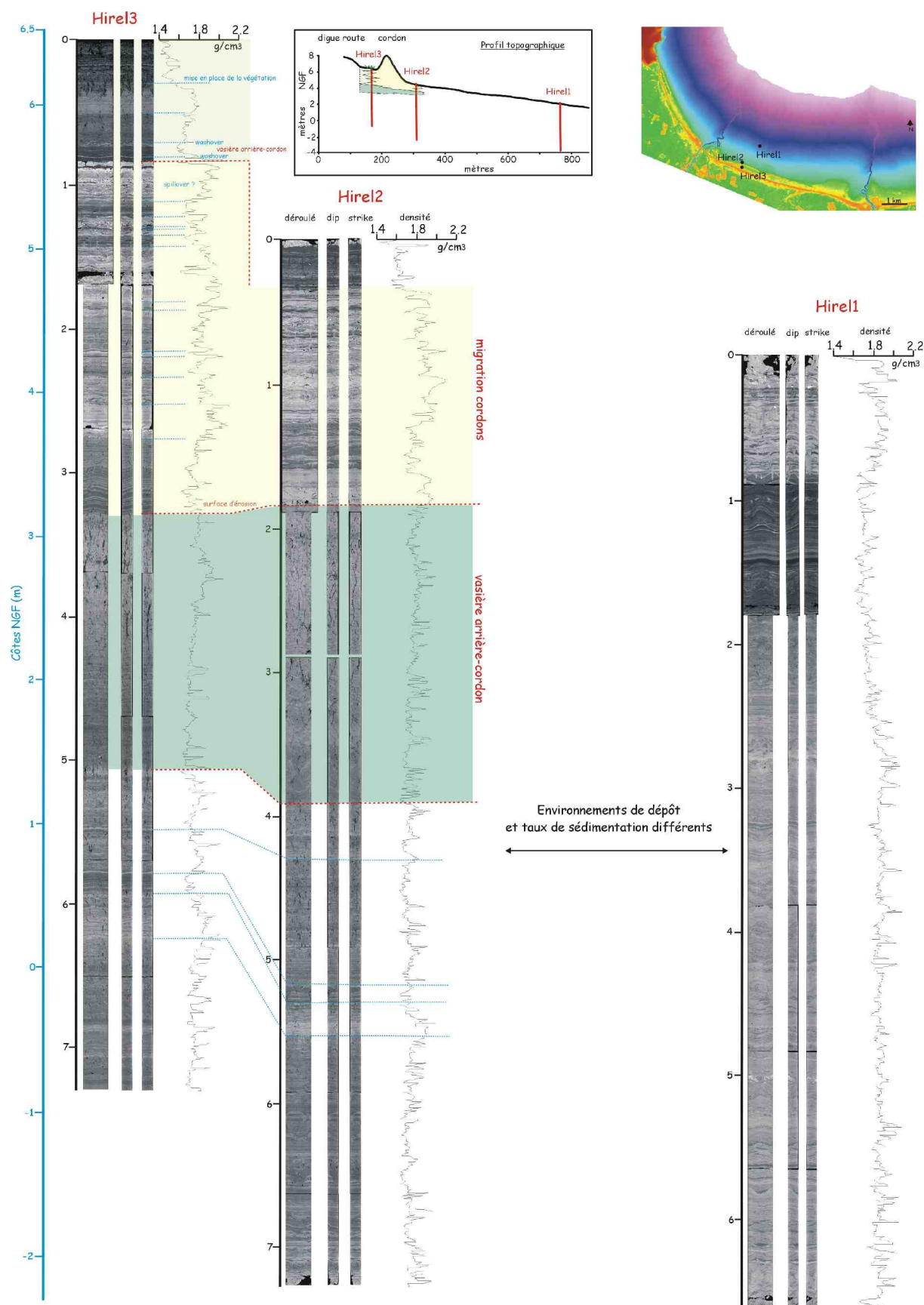


Figure IV-19 : Corrélations entre les carottes Hirel 02 et Hirel 03 associées au système de cordon coquillier et de vasière d'arrière barrière.

• **Synthèse sur les carottes du mixed flat de Hirel**

- La carotte Hirel 1, localisée dans la zone médiane de l'estran, enregistre une succession sédimentaire liée aux systèmes de banquettes et seillons. Elle met ainsi en évidence l'importance de la dynamique des vagues dans la mise en place des corps sédimentaires et la préservation de ces derniers. D'autre part, la granocroissance au cours du temps enregistrée dans la carotte suggère une augmentation de la dynamique des vagues.
- Les carottes Hirel 2 et Hirel 3 sont associées à la dynamique des cordons coquilliers (type cheniers) en haut de l'estran. Leurs enregistrements mettent en évidence, par la succession d'environnements de vasière d'arrière cordon et de passages coquilliers, une évolution côtière à long terme contrôlée en partie par la dynamique des vagues (construction et migration des cordons)

IV-2.4 Secteur du mixed flat au mud flat (St Benoît-des-Ondes)

Une série de 3 carottes et un sondage ont été réalisés dans le secteur de Saint-Benoît-des-Ondes, à l'angle formé entre le massif de St-Malo et la ligne de rivage des marais de Dol. Cet environnement est principalement représenté aujourd'hui par un mud flat. Les 3 carottes ont été prélevées sur l'estran (slikke), et le sondage (tarière) a été réalisé sur le schorre.

• La carotte St Benoît 1 est localisée dans la zone médiane de la slikke à environ 1,7 km de la route côtière (Figure IV-20).

St Benoît 1 se compose de 4 unités sédimentaires principales :

- 1) de -600 à -400 cm, le faciès sédimentaire (Fs_B) traduit un environnement très dynamique où se déposent des sédiments grossiers plus ou moins coquilliers dans lesquels peuvent s'observer quelques litages de rides.
- 2) de -400 à -150 cm, le faciès Fs_B représente un matériel hétérogène, grossier contenant des débris coquilliers et des galets mous. Ce faciès est interprété comme un faciès de fond de chenal.
- 3) de -150 à -30 cm, l'unité lithologique représentée par le faciès Fs_F se compose de dépôts tidaux laminés plus ou moins bioturbés et est interprétée comme le comblement du chenal tidal évoluant vers une accrétion caractéristique de haute slikke où se concentrent les terriers de *Corophium volutator*.
- 4) à -30 cm, une surface d'érosion matérialise un important changement d'environnement entre l'accrétion de la haute slikke (dépôts de sédiments silto-argileux laminés et bioturbés) et des dépôts sablo-coquilliers grossiers résultant d'une dynamique plus importante dans le milieu.

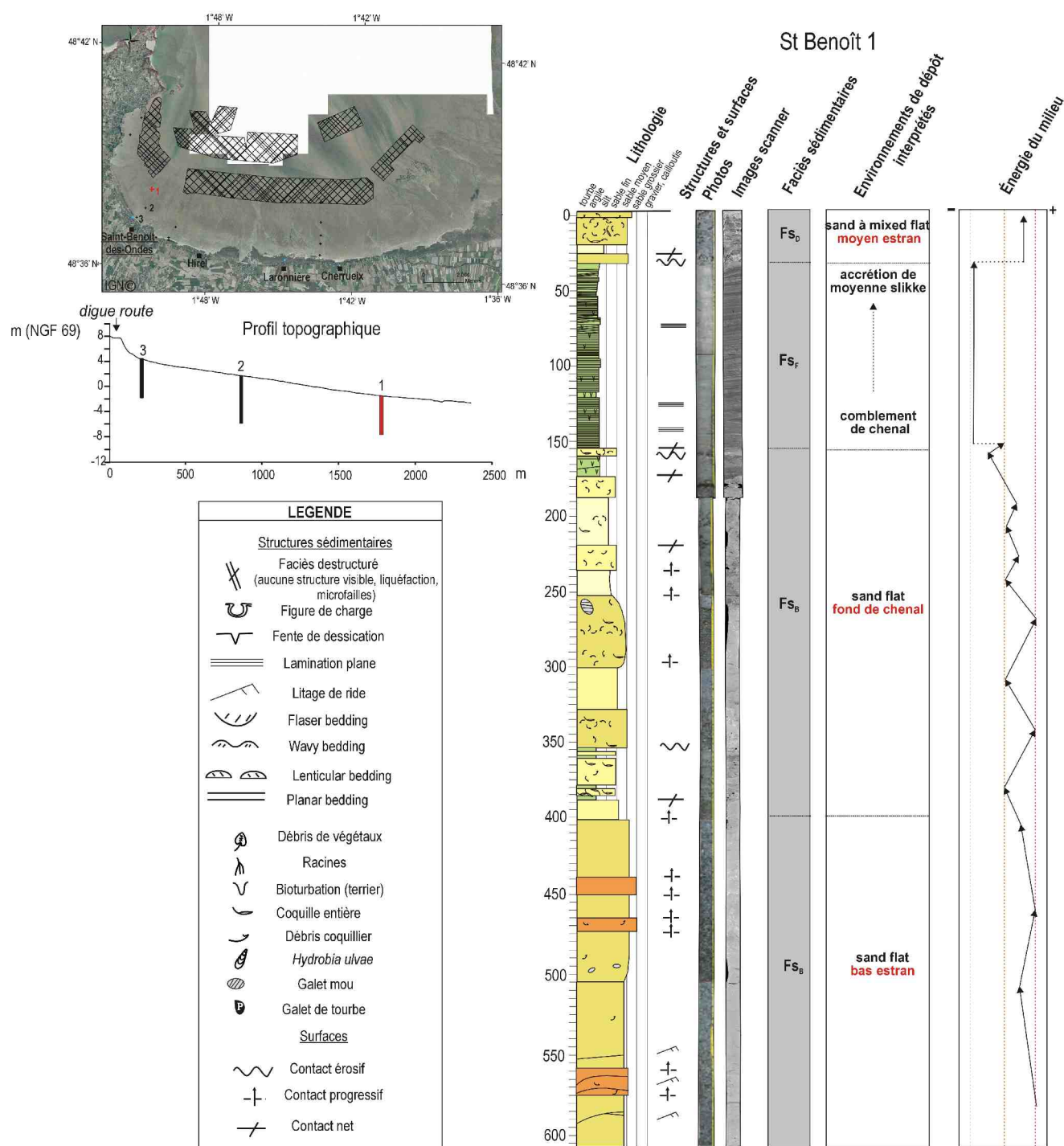
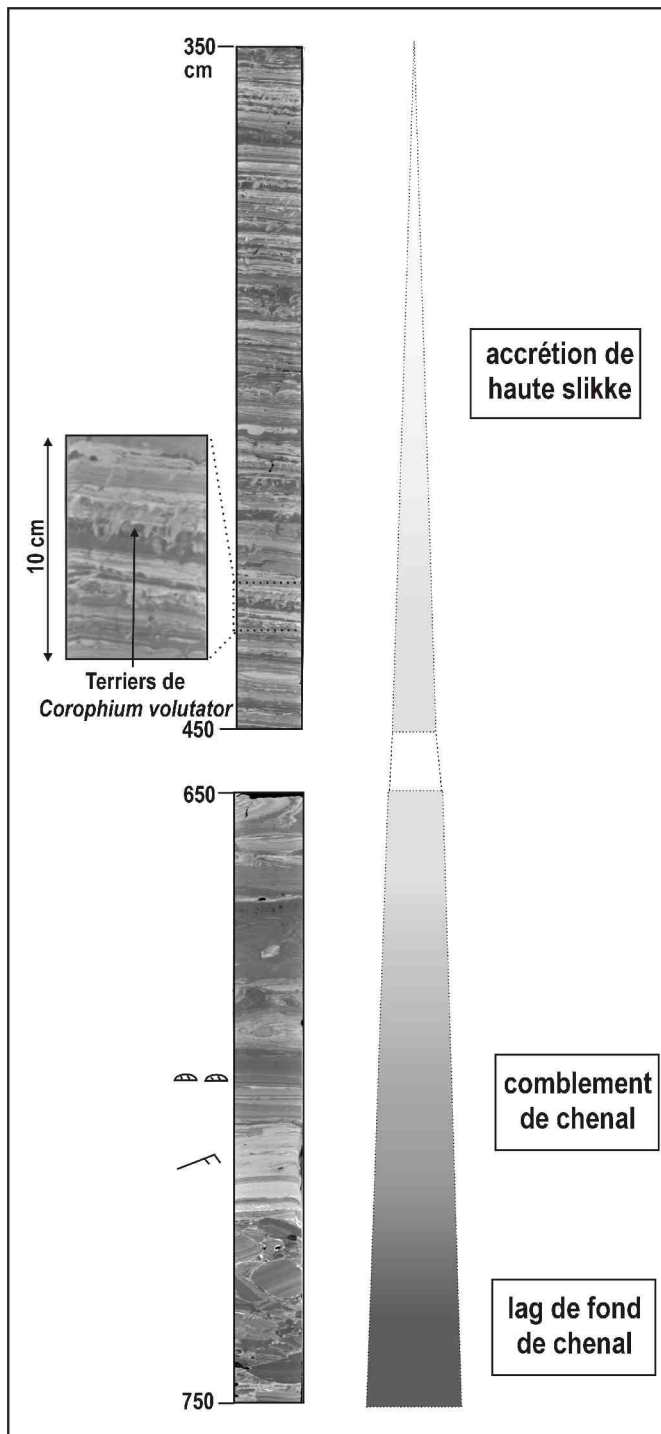


Figure IV-20 : Localisation et log sédimentologique de la carotte de St Benoît 1 prélevée au milieu de l'estran.

• La carotte St Benoît 2 localisée plus haut sur l'estran (haute slikke) peut être décrite selon 3 grandes unités sédimentaires (Figure IV-22):

- 1) de -750 à -700 cm, les dépôts grossiers et hétérogènes dans lesquels s'intercalent des galets mous, des blocs détachés et des débris coquilliers, correspondent à ceux décrits précédemment sur St Benoît 1 (Fs_B) et sont interprétés comme des dépôts de fond de chenal.
- 2) De -700 à -20 cm, l'unité sédimentaire principale correspond à des dépôts de haute slikke où figurent des structures sédimentaires d'origine tidale. De la base au sommet de cette unité, des litages de rides préservées dans des lits argileux sont présents sous la forme de flaser, wavy et lenticular bedding (Figure IV-21). L'évolution entre le litage de ride observé à la base et les dépôts laminés du sommet traduit une diminution de l'énergie du milieu.



D'autre part, le taux de bioturbation augmente vers le haut de la carotte, mettant en évidence une diminution du taux de sédimentation qui peut être interprétée comme une baisse de l'hydrodynamisme ou des apports sédimentaires.

De plus, l'enregistrement à haute fréquence de ce faciès montre des alternances entre des passées bioturbées et non bioturbées (rythmicité) et des alternances de passées argileuses et sableuses.

Ce type d'enregistrement peut-être associé à des rythmes tidaux et/ou à des rythmes saisonniers.

L'ensemble de cette succession sédimentaire est interprétée comme le résultat du comblement du chenal de marée précédemment décrit, qui passe à l'accrétion typique d'une slikke, matérialisée par la bioturbation croissante, en particulier de *Corophium*.

Figure IV-21 : Images scanner illustrant la succession sédimentaire du fond de chenal à l'accrétion de haute slikke.

Teintes claires : fortes densités (ex : sables); teintes sombres : fortes porosité (ex : araille)

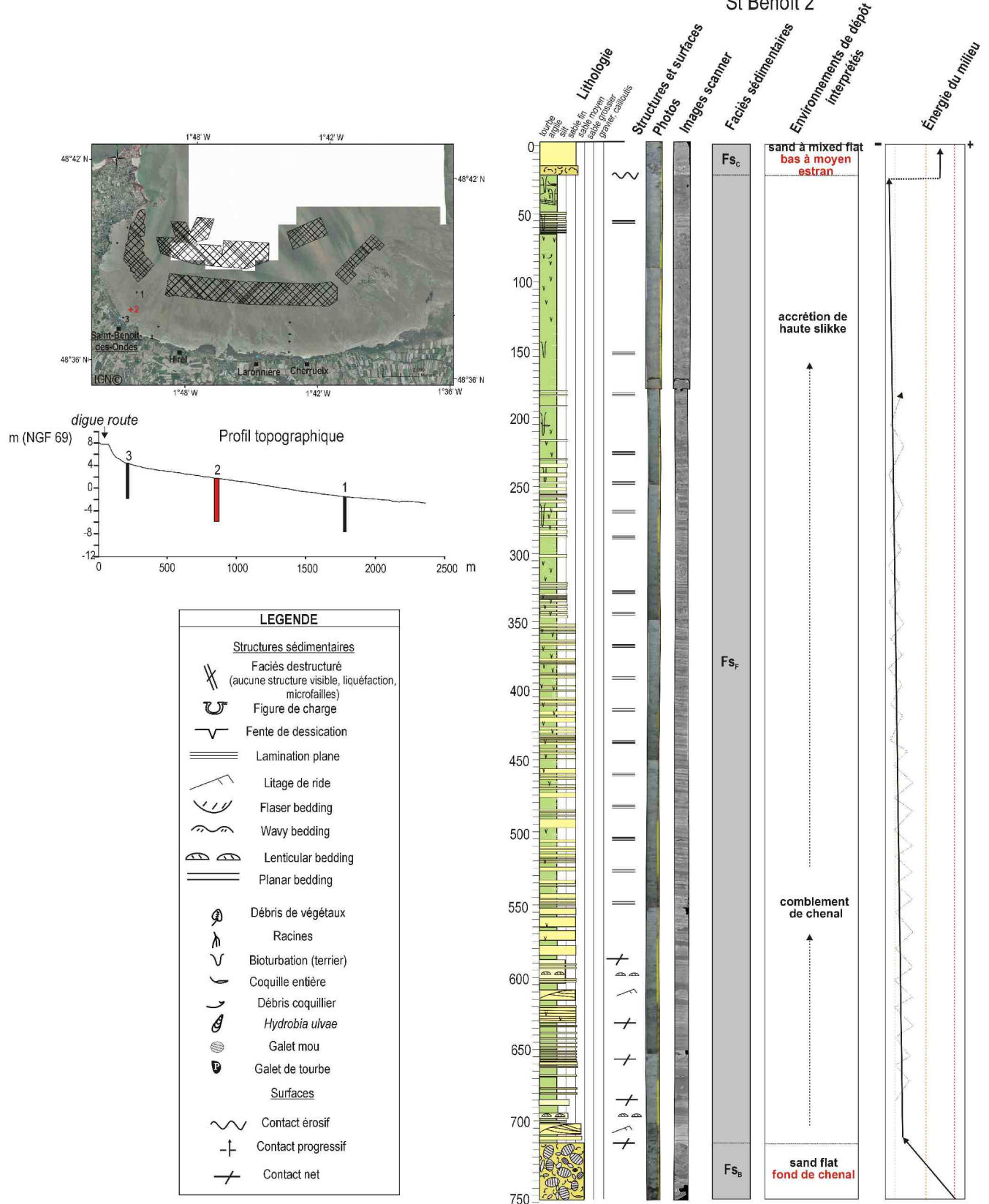


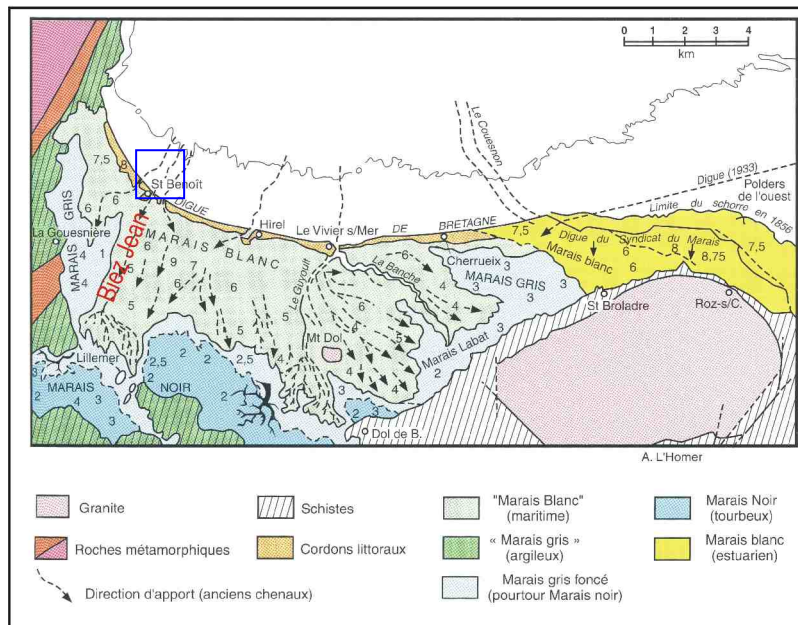
Figure IV-22 : Localisation et log sédimentologique de la carotte de St Benoît 2 prélevée sur la partie supérieure de l'estran.

- 3) De -20 à 0cm, les dépôts sablo-coquilliers correspondant au faciès Fs_c reposent par une surface d'érosion sur les dépôts de la haute slikke. Comme pour la carotte St Benoît 1, cette granocroissance illustre une augmentation de l'énergie hydrodynamique dans le milieu de

dépôt.

Interprétation des incisions tidales

La profondeur des incisions tidales reconnues dans les carottes de St Benoît 2 et St Benoît 3 atteint au minimum 2 m. La puissance hydraulique nécessaire à de telles incisions n'est donc pas négligeable. Il n'existe pas actuellement de chenaux tidaux de cette profondeur dans le secteur de Saint-Benoît-des-Ondes et de Château Richeux (plus à l'Ouest), seuls des « ruets » (tidal gullies) de très faibles profondeurs ont un pouvoir drainant sur la vasière. Cependant, ce secteur correspond à l'ancien estuaire du Biez Jean, aujourd'hui canalisé et dont le débit est négligeable, mais qui semble avoir eu un débit suffisant au cours des derniers 5000 ans pour maintenir un petit estuaire actif (Morzadec Kerfourn, 1974 ; L'Homer *et al.*, 1999). Les rivières du Biez Jean et du Guyoult ont joué un rôle important de drainage des marais de Dol avant leur aménagement par l'Homme. C'est à partir du Moyen-Age que l'Homme a commencé à aménager les marais en les dénoyant par étapes à l'aide de canaux de dérivation. Au début du XI^{ème} s. la digue de la Duchesse Anne de Bretagne fut construite entre Château Richeux et la Chapelle Sainte Anne sur les cordons littoraux pour protéger les marais des inondations marines (Figure IV-23). En raison de ces aménagements, le Biez Jean est depuis plusieurs siècles une rivière au débit très faible sans pouvoir érosif.



La poldérisation et le dénoisement des marais effectués par l'Homme au cours du Moyen Age permet d'apporter des informations sur l'âge des incisions enregistrées dans les carottes de St Benoît. Ces incisions n'ont pu être générées qu'au cours de la période anté-médiévale, lorsque la rivière était encore active et ont donc nécessairement au moins 1000 ans. La genèse de ces incisions est à rattacher à des périodes de décharges hydrauliques majeures probablement liées à des événements d'inondation des marais de Dol, plus ou moins protégés en arrière des cordons littoraux. Ces phases paroxysmiques d'inondation et de vidange des marais peuvent donc être associées à des épisodes de destruction des barrières littorales (aujourd'hui fixés par la digue).

- La carotte St Benoît 3, prélevée sur le haut de l'estran, se compose principalement du faciès FS_F associé à un environnement de haute slikke d'un mixed flat à un mud flat (Figure IV-25). La

succession sédimentaire se caractérise par une alternance de dépôts lités et de dépôts déstructurés (« structures flammées »).

La déstructuration des dépôts argileux est probablement liée au carottage et à la différence de comportement rhéologique des sédiments. En effet, on observe fréquemment en ce type de milieu des dépôts de vase plus ou moins fluide. Les vases fluides préservées sont facilement déstructurées et les sables souvent liquéfiés lors du carottage, générant ces « structures flammées ». Cependant de déformations sédimentaires peuvent aussi être des figures de charge liées à un dépôt brutal de sable sur des vases fluides, comme le montre la succession de faciès à -170 cm dans la carotte (Figure IV-24).

Dans la partie supérieure de la carotte, la présence du faciès F_{SD} témoigne d'événements plus dynamiques matérialisés par le dépôt de sable et de coquilles en position d'équilibre hydrodynamique (convexité vers le haut) (exemple : St Benoît 3, -160 cm, Figure IV-24).

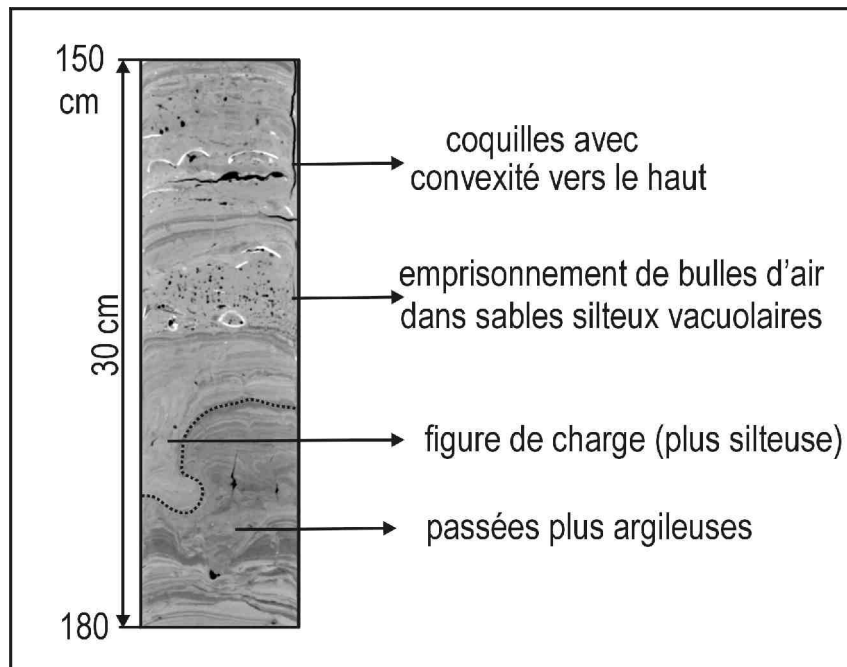


Figure IV-24 : Image scanner illustrant des figures sédimentaires de haute énergie au sein de la succession sédimentaire de la carotte St Benoît 3. Ces structures sédimentaires correspondant à des phénomènes brusques peuvent être interprétées comme le résultat d'événements de tempête.

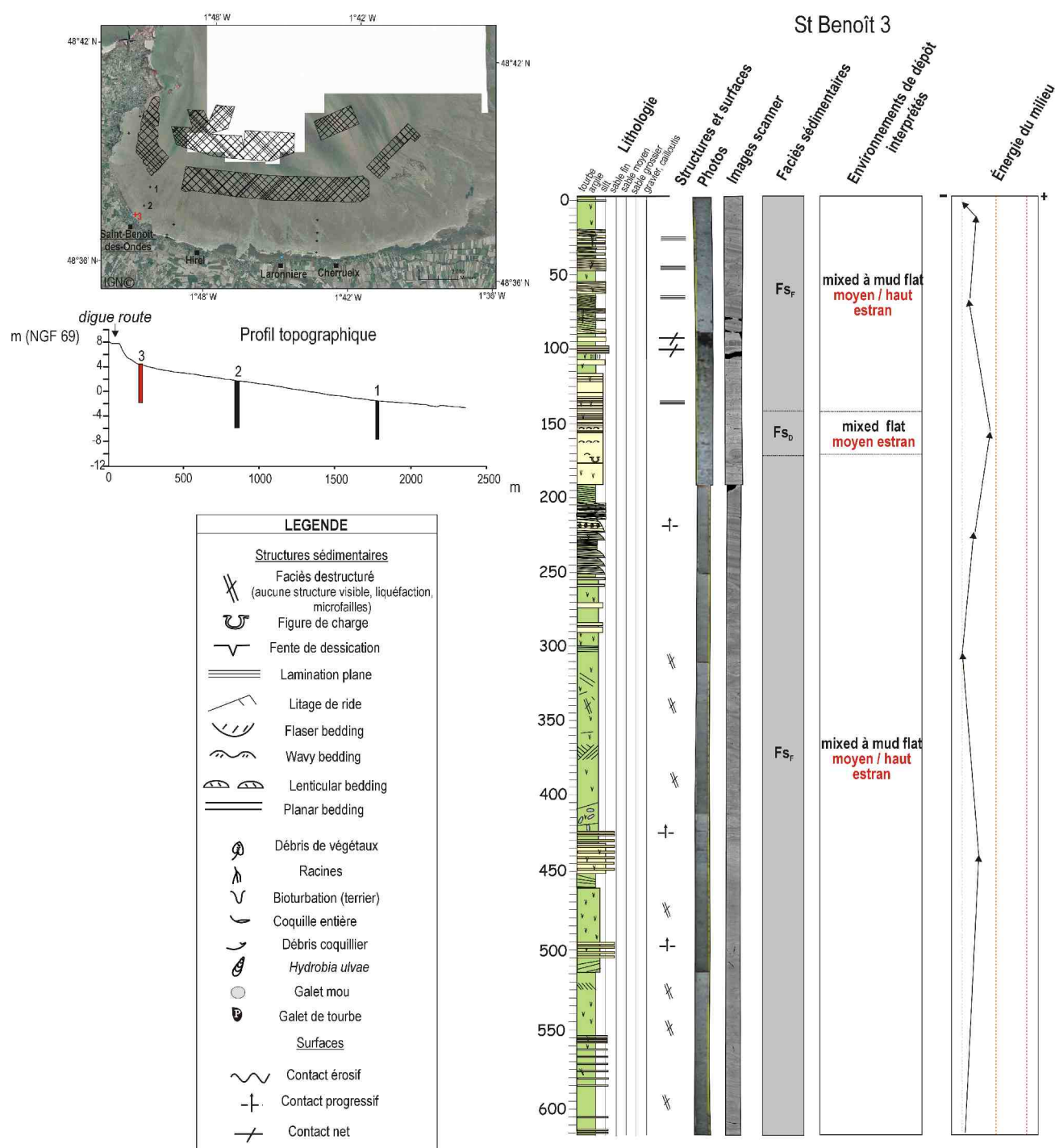


Figure IV-25 : Localisation et log sédimentologique de la carotte de St Benoît 3 prélevée sur la partie supérieure de l'estran.

• Un sondage à la tarière (d'une longueur de 20 mètres) a été réalisé sur le haut de l'estran de Saint-Benoît-des-Ondes à la cote + 6,8 m NGF. Le principe du sondage basé sur un mode de prélèvement destructif ne permet pas de décrire les faciès en termes de structures sédimentaires, cependant la lithologie des prélèvements le long des tiges permet d'identifier 4 unités sédimentaires majeures (Figure IV-26).

- 1) Entre -20 et -15 m, l'unité lithologique se compose de sédiments sableux fins massifs. Le toit de cette unité se situe à -8,2 m NGF.
- 2) Entre -15 et -4,3 m, le sondage présente des sables fins coquilliers à la base mélangés à de la matière organique (odeur forte des sables) évoluant vers des dépôts plus silto-argileux avec la présence de galets mous et alternant avec des lits fins sablo-coquilliers.
- 3) Entre -3 et -0,80 m, les dépôts sont plus argileux associés à la présence de matière organique, de traces de racines, d'hydrobies et de fines passées silteuses traduisant un milieu topographiquement plus élevé, de type schorre ou de vasière d'arrière barrière.
- 4) Le sommet du sondage se matérialise par des sables fins coquilliers de la plage actuelle.

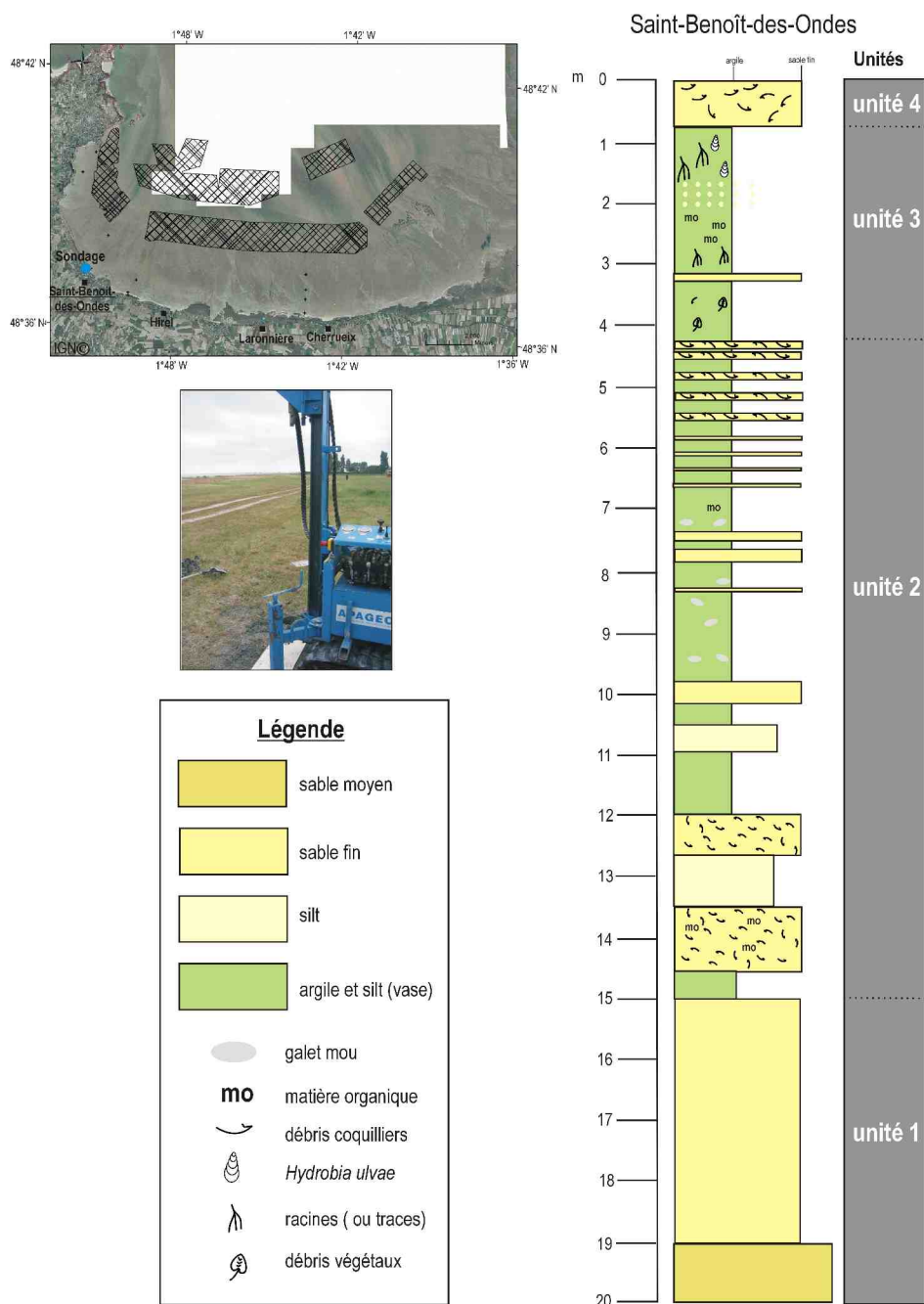


Figure IV-26 : Localisation et lithologie du sondage à la tarière réalisé sur le haut estran de Saint-Benoît-des-Ondes.

• **Synthèse des carottes de Saint-Benoît-des-Ondes**

- La carotte St Benoît 1 et le sondage réalisé sur le haut estran enregistrent à leurs bases une unité sédimentaire plus grossière, dont le toit se situe à -5,5 et -8,2 m NGF, liée à un environnement de plus haute énergie que le milieu actuel.
- La succession sédimentaire de la carotte St Benoît 3 correspond à celle décrite sur la moitié supérieure du sondage à la tarière c'est à dire à des dépôts silto-argileux aggradants représentatifs de la haute slikke.
- Les enregistrements sédimentaires des carottes St Benoît 1 et St Benoît 2 sont associés à des incisions tidales (base des chenaux) passant à un environnement de haute slikke par accréation verticale. La base des chenaux se situe pour les deux carottes à environ -5 m NGF. L'origine de ces incisions est probablement liée à des périodes d'inondation et de vidange des marais de Dol avant 1000 ans BP

IV-2.5 Secteur du mud flat (Cancale)

Deux carottes (Cancale 1 et Cancale 2) ont été prélevées dans la partie la plus occidentale de la zone d'étude (la baie de Cancale).

Les deux carottes se composent principalement du faciès Fs_G caractérisé par des dépôts argileux à silteux dont le litage plan est structuré par une forte bioturbation.

• La carotte Cancale 1 se particularise à la base par la présence de dépôts sableux dont le toit se situe à -9 m NGF (Figure IV-27). Le reste de la succession se présente comme des dépôts fins caractéristiques de mud flat entrecoupés à certaines profondeurs par des passées plus grossières coquillères traduisant des événements de plus haute énergie. Le sommet de la carotte se caractérise par une granocroissance matérialisée par des lits grossiers très coquilliers à partir de -50 cm.

• La carotte Cancale 2, topographiquement un peu plus élevée que Cancale 1, présente sensiblement la même succession sédimentaire, exceptés pour les dépôts grossiers de la base, non reconnus sur Cancale 2 (Figure IV-28). La carotte présente une évolution granocroissante vers le sommet avec des dépôts argileux bioturbés où figurent quelques passées grossières, évoluant vers des dépôts plus silteux au sommet. Les deux premiers mètres de la carotte montrent des niveaux sablo-coquilliers soulignés à leur base par une surface d'érosion. Le niveau à -100 cm est uniquement composé d'hydrobies (généralement inféodées aux vasières d'arrière-barrière et aux schorres). Ce dépôt peut être interprété comme le résultat d'un lessivage important des schorres situés plus en amont. Ces deux passages grossiers intercalés dans le comblement du mud flat reflètent des événements très dynamiques de nature érosive.

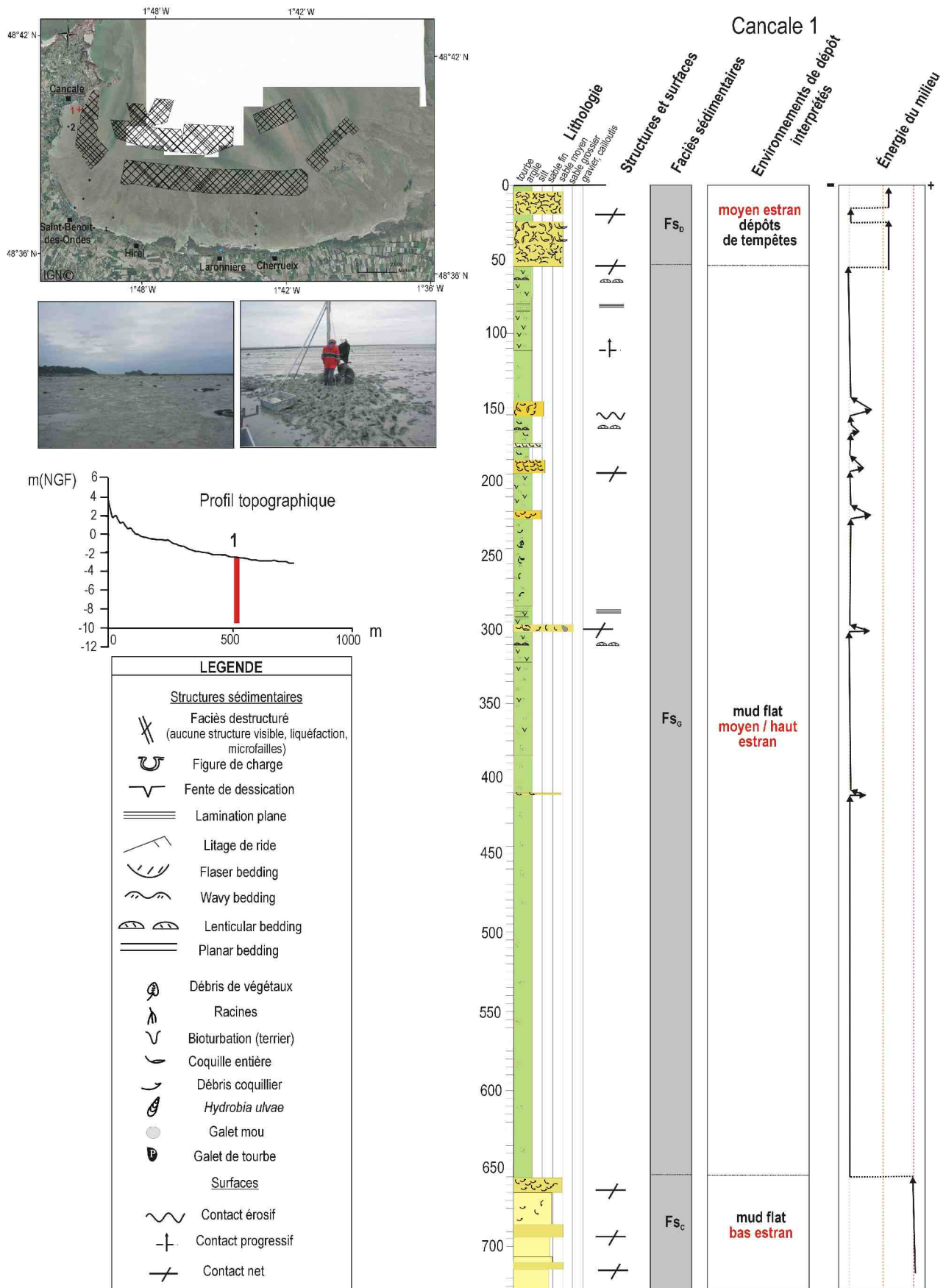


Figure IV- 27: Localisation et log sédimentologique de la carotte de Cancale 1 prélevée en baie de Cancale.

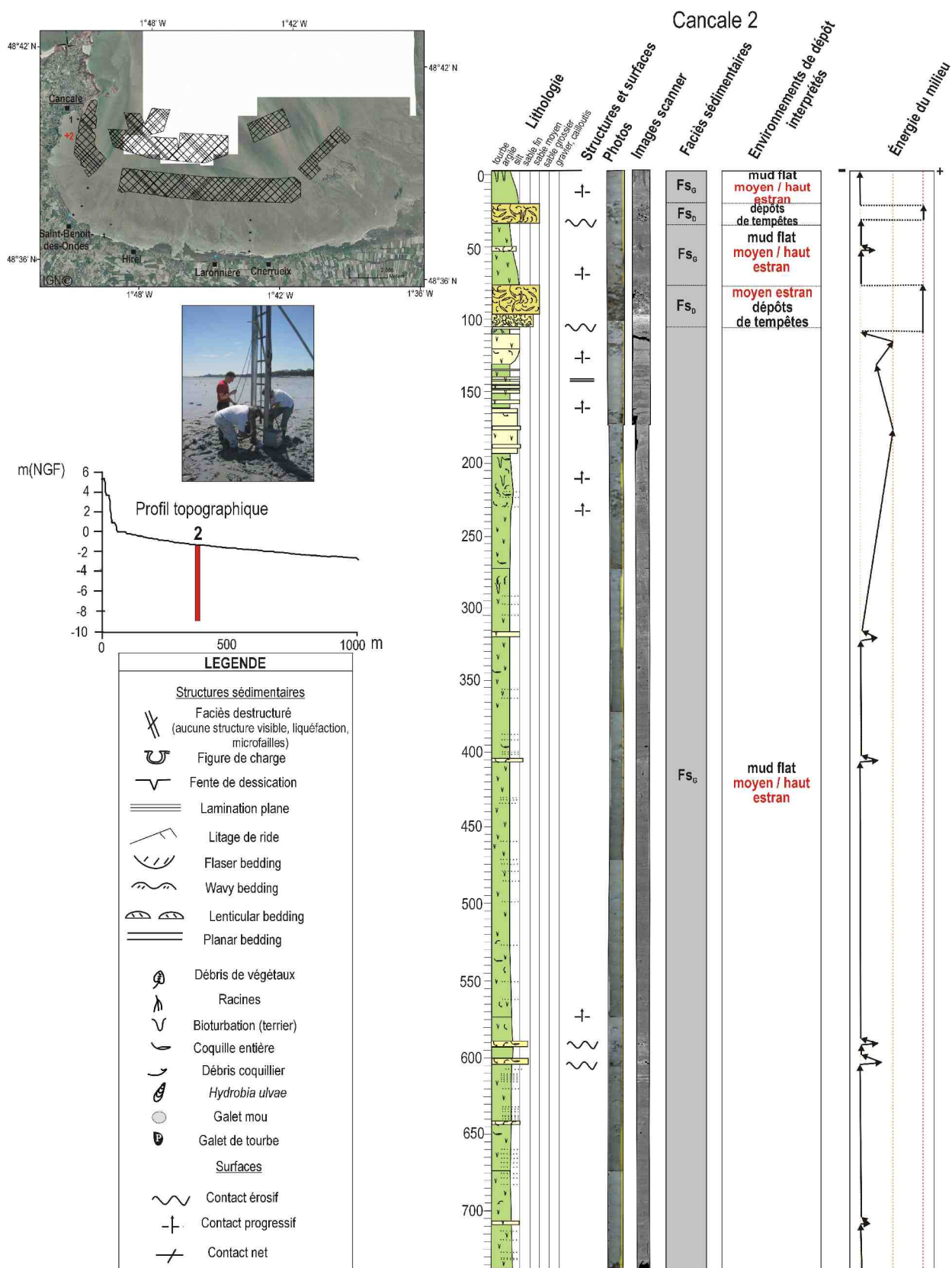


Figure IV- 28: Localisation et log sédimentologique de la carotte de Cancale 2 prélevée en baie de Cancale au Sud de Cancale 1.

• **Synthèse des carottes prélevées en baie de Cancale**

- Les deux carottes présentent dans leur ensemble un comblement de mud flat par aggradation.
- Des périodes plus dynamiques au cours de ce comblement sont matérialisées par des dépôts grossiers et associés à des surfaces d'érosion, notamment dans les deux premiers mètres des carottes. Les fines passées sableuses et coquillères peuvent-être associées à des événements de drainage de la vasière par les ruets (tidal gullies) alors que les passages coquilliers épais résultent d'événements de plus haute énergie (tempêtes).
- La carotte Cancale 1 présente une base grossière à partir de -9 m NGF indiquant des conditions de dépôts plus dynamiques.

IV-2.6 Synthèse sur les faciès et les évolutions sédimentaires du secteur Baie

Dynamique morpho-sédimentaire et préservation des séquences sédimentaires

L'ensemble des carottes prélevées dans le secteur Baie met en évidence le fonctionnement morpho-sédimentaire des sous environnements qui le composent. A l'Est du secteur, plus exposé à une dynamique de houle régulière, la construction du sand flat est contrôlé par la migration de corps sableux qui conduisent à la formation des cordons coquilliers en haut d'estran. Cependant, la formation de placages vaseux et leur préservation témoignent de lieux et de périodes de dépôt où l'énergie du milieu est plus faible.

Plus à l'Ouest, sur le mixed flat, la dynamique morpho-sédimentaire est contrôlée préférentiellement par la dynamique tidale comme en témoignent les faciès d'accrétion sur la slikke, mais l'action de l'agitation n'est pas négligeable. Elle explique en partie la formation des systèmes de banquettes et seillons.

Enfin, la baie de Cancale se présente comme la zone la plus abritée. Les successions sédimentaires se caractérisent par des dépôts tidaux de faible énergie. Cependant des phénomènes plus dynamiques sont enregistrés.

IV-3 Faciès sédimentaires et évolution environnementale du secteur estuarien

IV-3.1 Caractéristiques des faciès sédimentaires

Dans le secteur estuarien, six faciès sédimentaires ont été identifiés d'après leurs structures sédimentaires, la granulométrie du sédiment, la bioturbation, la teneur en carbonates et en débris coquilliers. Comme pour le secteur précédent, chaque modèle de faciès se base sur des modèles classiques (Reineck et Singh, 1980 ; Dalrymple *et al.*, 1992 ; Reinson, 1992). Les faciès décrits dans cette zone correspondent aux faciès estuariens classiques. Les caractéristiques de chaque faciès et leurs interprétations en termes d'environnements de dépôts sont décrits dans le Tableau IV-2.

FACIES SEDIMENTAIRES: SECTEUR ESTUARIN							
Faciès et association de faciès	Photo	Imagerie scanner	Lithologie et granulométrie	Carbonate % CaCO ₃	Structures internes litage, bioturbation clasts,...	Environnement de dépôt	Énergie du milieu
Fs ₀		 15 cm peat	tourbe silteuse sable éolien argile modes principaux : 18 µm, 38 µm	0%	souche d'arbre 	supratidal haut schorre	-
Fs _N		 15 cm 60 cm trous de racine racines	silt fin à grossier argile sable très fin mode principal : 37 µm mode secondaire : 20 µm	30 à 40%	 TR	supratidal schorre	+
Fs _M		 15 cm fentes dessiccation fentes de gel	silt grossier sable fin à très fin argile mode principal : 50 µm modes secondaires : 4 µm, 130 µm	30 à 40%	 TR	intertidal supérieur haute slikke	++
Fs _L		 20 cm 10 cm 20 cm cross bedding	sable fin à très fin silt grossier mode principal : 80 µm	30 à 40%		intertidal moyen moyenne slikke	+++
Fs _K		 15 cm 15 cm sable vacuolaire	sable moyen à grossier mode principal : 250 µm mode secondaire : 600 µm	35 à 45%		intertidal inférieur basse slikke	++++
Fs _J		 20 cm 10 cm 30 cm débris coquilliers galets tourbeux	mélange sablo-silteux graviers débris coquilliers mode principal : 40 µm modes secondaires : 4 µm, 300 µm, 500 µm	0 - 70 %		subtidal dépôts fond de chenal	+++++
Fs _{II}		 20 cm 20 cm silt massifs	argile et silts verdâtre compacts, tourbe modes principaux : 16 µm, 30 µm mode secondaire : 0,4 µm	0%	massif	continental dépôts fluviaux	-
Fs _I		 20 cm substrat altéré	substrat altéré galets, cailloutis	0%	massif	substrat	-

Analyse granulométrique		Structures sédimentaires	
Legende Argile Silts Sables Courbe de fréquence 4 63 Diamètre des particules(µm)	 ripple cross-bedding flaser bedding wavy bedding lenticular bedding planar bedding lamination oblique à angle faible	 faciès destructuré figure de charge fente dessiccation lamination plane rythmite tidale TR	 débris végétaux bioturbation coquille <i>hydrobia ulvae</i> galet mou racine

Tableau IV-2 : Faciès sédimentaires reconnus dans le secteur estuarien. De gauche à droite : photographies ; images RX ; lithologie, courbe granulométrique et teneur en carbonates représentatives ; structures sédimentaires ; interprétations en terme d'environnements de dépôt ; énergie relative du milieu interprété.

- Le faciès Fs_i est observé à la base de certaines carottes. Il se compose de cailloutis et de galets schisteux englobés dans une matrice argileuse compacte de couleur jaunâtre. Il s'agit d'un faciès d'**altérite** issue de l'altération du substrat schisteux pré-cambrien.
- Le faciès Fs_{II} , également observé en base de carotte, se compose de dépôts massifs de silts et d'argile dont le teneur en carbonates est nulle. Ce type de dépôt est interprété comme des **dépôts continentaux** (probablement d'origine fluviale).
- Le faciès Fs_j se compose d'un mélange de sables et de silts avec des débris coquilliers, des cailloutis, des galets mous et des débris tourbeux. Ce faciès, mal trié et très hétérolithique, ne présente aucune structure sédimentaire et est interprété comme des **dépôts de fond de chenal** (subtidal).
- Le faciès Fs_K se caractérise par des sables moyens à grossiers mieux triés. La présence de sables vacuolaires y est assez fréquente. Des structures sédimentaires de haute énergie de type rides (cross bedding) et des laminations planes y sont reconnues. Fs_K reflète des processus de dépôt de haute énergie et est interprété comme un faciès de **basse slikke** (intertidal inférieur).
- Le faciès Fs_L correspond à des dépôts sablo-silteux où figurent des structures sédimentaires du type rides (cross bedding, flaser-, wavy-, lenticular-, planar beddings). D'autre part, la préservation de drapages argileux au sein de Fs_L permet de l'interpréter comme un faciès intertidal de **moyenne slikke** (intertidal moyen).
- Le faciès Fs_M , un peu fin (silteux) que le précédent, se caractérise principalement par la présence de nombreuses structures sédimentaires comme des litages de rides (flaser-, wavy-, lenticular-, et planar beddings) mais aussi par la bonne préservation des lits argileux. L'organisation de ces différentes figures permet de reconnaître différents cycles tidaux au sein de la succession sédimentaire (Tessier, 1993). La présence de ces rythmites tidaux permet d'interpréter Fs_M comme des dépôts intertidaux de **haute slikke** (intertidal supérieur).
- Le faciès Fs_N correspond au dernier faciès de la séquence sédimentaire type d'un environnement estuarien. Il se compose de sédiments fins (sables très fins à argile) où sont observées des litages plans de basse énergie (planar lamination), des traces de bioturbations d'origine végétale (racines) et est interprété comme un faciès supratidal de **schorre**.
- Le faciès Fs_O se caractérise par des tourbes silteuses entrecoupées parfois par de fins dépôts éoliens. Des fragments de souches d'arbre sont parfois observés dans ces dépôts. Il est interprété comme un faciès de **haut schorre** plus ou moins continentalisé.

L'association de ces différents faciès permet d'interpréter les successions sédimentaires au sein des carottes comme des évolutions environnementales.

IV-3.2 Successions sédimentaires dans le système estuarien Sée-Sélune

Dix-neuf carottes d'une longueur moyenne de 6,5 m ont été prélevées dans le système estuarien de la Sée et de la Sélune. Dix d'entre elles sont présentées dans ce paragraphe, les autres, sont présentées en annexe du fait de leur similarité. L'ensemble de ces carottes, prélevées dans différents environnements morpho-sédimentaires, permet d'établir la séquence d'évolution sédimentaire du système estuarien. Huit carottes présentées dans ce travail proviennent du système estuarien interne, le long de la rive droite de la Sélune et de la rive gauche de la Sée. Il s'agit de la zone de transition fluvio-tidale, où le système estuarien correspond à une chenal unique limité par des zones intertidales et supratidales (Dalrymple *et al.*, 1992 ; Lannier et Tessier, 1998) (Figure IV-29). Les deux autres carottes sont localisées à l'entrée de l'estuaire interne, dans un environnement plus ouvert correspondant au système complexe d'un estuaire où divaguent de multiples chenaux tidaux (Dalrymple *et al.*, 1992 ; Lannier et Tessier, 1998) (Figure IV-29).

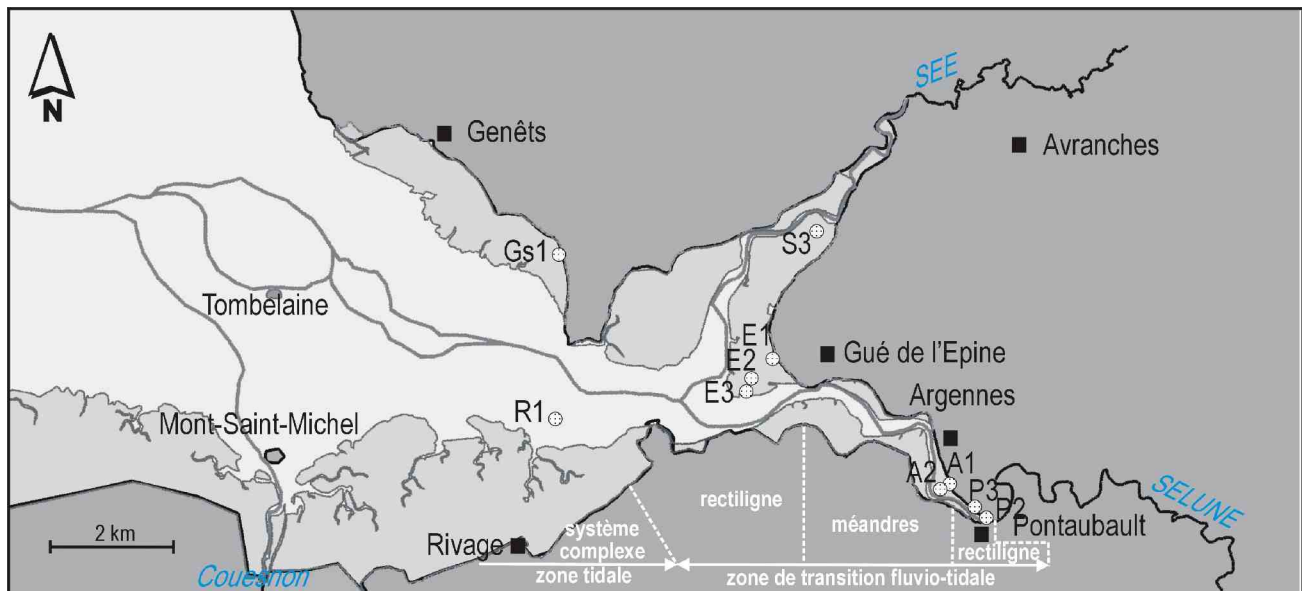


Figure IV- 29: Localisation des carottes prélevées dans le secteur estuarien de la Baie du Mont-Saint-Michel (cercles). Les différentes zones du système estuarien Sée-Sélune (Lannier et Tessier, 1998) correspondant au modèle de Dalrymple *et al.* (1992) pour un estuaire dominé par la marée sont figurés.

La zone de transition fluvio-tidale

Zone rectiligne

Trois carottes (E1, E2, E3) ont été prélevées dans la partie externe de la zone de transition fluvio-tidale, le long du transect du Gué de l'Epine (Figure IV-30). Elles se composent essentiellement de l'association des faciès Fs_J , Fs_K , Fs_L , Fs_M et Fs_N qui repose directement sur le faciès Fs_I .

- La carotte Epine 1, prélevée sur le schorre, est la plus distale par rapport à la position du chenal actuel. La séquence sédimentaire qu'elle enregistre se compose de la succession des faciès Fs_K à Fs_N et repose à -350 cm directement sur le substratum rocheux briovérien altéré.

L'épaisseur réduite de la séquence sédimentaire s'explique par la proximité des schistes briovériens affleurant au niveau du gué de l'Epine (cf. carte géologique, chapitre 2) et par une faible incision fluviale.

L'évolution progressive entre les faciès Fs_K et Fs_N se traduit par une granodécroissance de la base vers le sommet et est interprétée comme l'accrétion d'une slikke à proximité d'un chenal.

- La carotte Epine 2 (Figure IV-30), d'une longueur de 6,5 m repose aussi sur le substratum rocheux altéré (Fs_I). La séquence complète entre Fs_J et Fs_N est enregistrée à partir de -550 cm de profondeur sur une surface d'érosion et représente une séquence sédimentaire granodécroissante complète de comblement de chenal passant à la construction de la slikke. Entre -550 cm et la base de la carotte, des dépôts grossiers appartenant aux faciès Fs_J et Fs_K mettent en évidence une divagation du chenal avant son comblement (faciès de « cut and fill »).

- La carotte Epine 3 (Figure IV-30), la plus proche du chenal a été prélevée sur la basse slikke actuelle. La base de la carotte atteint également le substratum (Fs_I), à une profondeur de 6 m. L'alternance de Fs_J et Fs_K dans la partie inférieure de la carotte, ponctuée par de multiples surfaces d'érosion traduit de nouveau la capacité du chenal à migrer latéralement au cours du temps (dépôts de « cut and fill »). La préservation de ces quelques dépôts de base de séquence sédimentaire passe verticalement, via une surface d'érosion, à une séquence de comblement de l'espace par le remplissage d'un chenal et l'avancée des replats de marée ; elle est enregistrée depuis Fs_J jusqu'à Fs_L . Cette association de faciès traduit une diminution de la tranche d'eau et de l'énergie du milieu. A l'opposé, la présence de Fs_K au sommet de la carotte met en évidence une augmentation de l'énergie tidale qui peut être interprétée comme le retour du chenal à une situation plus proximale.

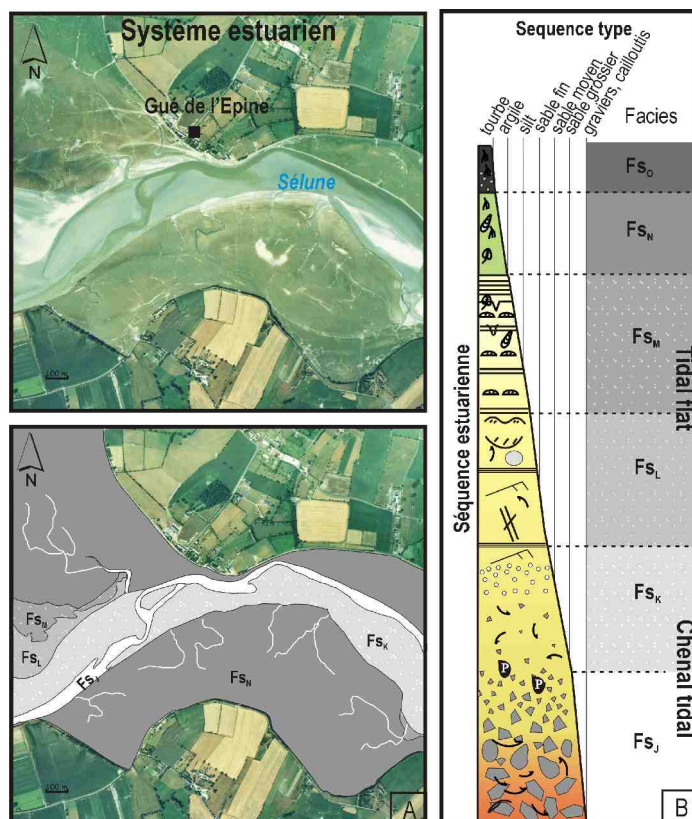


Figure IV-31 : A) Distribution spatiale actuelle des faciès sédimentaires au Gué de l'Epine. Les caractéristiques des faciès sont notées dans le tableau IV-2. B) Séquence sédimentaire synthétique illustrant une succession complète de comblement de chenal estuarien.

• Synthèse sur les carottes du transect du Gué de l'Epine

- la présence du faciès Fs_I (substrat) à la base de chacune des carottes (entre 4 et 6 m de profondeur) montre que l'incision fluviale est de relativement faible profondeur.
- La dynamique de migration du chenal est soulignée par la présence de dépôts de type « cut and fill » (alternances Fs_J et Fs_K), chacune de ces alternances étant tronquée par des surfaces d'érosion.
- La séquence sédimentaire la mieux préservée consiste en une séquence type de comblement de chenal (Fs_J à Fs_N) reposant sur les dépôts de « cut and fill », voire directement sur le substratum

Zone méandriforme

Les carottes Argennes 1 et Argennes 2 ont été prélevées sur une barre de méandre (point bar) de la rive droite de la Sélune et la carotte Sée 3 au niveau du schorre de la rive gauche de la Sée (Figure IV-32).

- La carotte Argennes 1 (Figure IV-32) n'atteint pas à sa base le substratum schisteux. La partie inférieure de la carotte se matérialise par l'association des faciès Fs_J et Fs_K associée à des dépôts de « cut and fill ». La séquence sédimentaire se développe de manière granodécroissante évoluant jusqu'à Fs_L , traduisant une diminution de la tranche d'eau dans le milieu et le comblement de l'espace.

- La carotte A2 (Figure IV-32) se caractérise à la base par un niveau tourbeux (Fs_O) reposant directement sur les argiles compactes de Fs_{II} . Au dessus, la succession sédimentaire évolue progressivement à partir de dépôts de « cut and fill » vers des dépôts intertidaux de haute slikke. Un changement environnemental du site est marqué au sommet de la carotte par le retour du faciès Fs_K caractéristique d'un environnement de dépôt plus énergétique. La présence de sable vacuolaire dans ce faciès corrobore l'augmentation de l'énergie tidale, très probablement favorisée par un nouveau retour du chenal.

- La carotte Sée 3 (Figure IV-32), prélevée sur la slikke de la Sée représente la même succession sédimentaire que Argennes 2, mais la séquence estuarienne de Sée 3 est complète avec le développement du schorre (Fs_N) au sommet.

• Synthèse des carottes d'Argennes et de la Sée

- Les séquences sédimentaires enregistrées dans les carottes d'Argennes et de la Sée résultent de la migration du chenal tidal et du remplissage de l'espace créé par ce dernier entre la base du chenal et le domaine intertidal.
- La présence de Fs_K au sommet des carottes d'Argennes reflète le retour du chenal actuel (vers la localisation des carottes).
- Un niveau tourbeux est observé sous les séquences estuariennes des carottes Argennes 2 et Sée 3 dont le toit se situe à + 1,6 m NGF sur Argennes 2 et à +1,7 m sur Sée 3. La surface d'érosion à l'origine de la troncature du niveau tourbeux correspond à la base d'un chenal tidal dont les dépôts sont composés de débris coquilliers.

Zone rectiligne (fluviale)

Deux carottes (Pontaubault 2 et Pontaubault 3) prélevées sur la rive droite de la Sélune à proximité de Pontaubault représentent les successions sédimentaires enregistrées la partie amont de la zone de transition fluvio-tidale (Figure IV-33).

- La base de la carotte Pontaubault 2 (Figure IV-33) correspond au faciès continental $F_{s_{II}}$ sur lequel repose un mince niveau tourbeux (F_{s_O}) (~10 cm). Ce dernier est tronqué par une surface d'érosion associée à la surface de migration d'un chenal tidal. Les dépôts sus-jacents à cette surface peuvent être associés à des dépôts de type « cut and fill » ou de fond de chenal, selon l'origine du niveau argileux entre -430 cm et -440 cm (dépôt in situ ou bloc détaché ?).

La partie supérieure de la carotte (3 mètres supérieurs) se compose d'une séquence sédimentaire caractéristique du remplissage d'un chenal.

- La carotte Pontaubault 3 (Figure IV-33) atteint le faciès lié au substratum rocheux altéré F_{s_I} sur lequel repose un puissant niveau de tourbe (F_{s_O}). La tourbe est tronquée à son sommet, comme pour les carottes précédentes par une surface érosive constituant la base d'une séquence sédimentaire de comblement de chenal (association des faciès F_{s_J} à F_{s_N}).

• Synthèse des carottes de Pontaubault

- L'interprétation des carottes de Pontaubault est comparable à celle d'Argennes et du bord de la Sée ; il s'agit de séquences estuariennes issues du comblement d'un chenal tidal, et reposant, via une surface d'érosion, sur un niveau tourbeux.
- A la différence des carottes d'Argennes et de la Sée, le toit du niveau tourbeux est, ici plus haut, localisé à +3, 24 m et + 3,5 m NGF.

La zone estuarienne ouverte

Cinq carottes ont été prélevées pour caractériser l'enregistrement de la succession sédimentaire à l'entrée de la zone interne du système estuarien Sée/Sélune. Parmi celles-là, deux ont été sélectionnées, les trois autres (cf. annexes) étant comparables. La première est localisée sur le schorre à proximité du Grouin du Sud (Figures IV-34, IV-35 et IV-36) et la seconde a été échantillonnée en marge du chenal principal, associant les rivières Sée et Sélune, sur la slikke bordant le schorre au Nord de Rivage (Figure IV-34, IV-35 et IV-36).



Figure IV-34 : Photographie aérienne de l'entrée du système estuarien interne. Les carottes du Grouin du Sud et de Rivage sont figurées par des cercles noirs.

- La carotte Grouin 1 atteint à sa base le substratum schisteux pré-cambrien à -450 cm de profondeur, soit à une cote altimétrique de + 2,5 m NGF (Figure IV-35). La succession sédimentaire enregistrée correspond à la même association de faciès tidaux que celle décrite dans la carotte Pontaubault 3 (Fs_J à Fs_N sans rupture) et interprétée comme une séquence de remplissage d'un chenal abandonné. Dans cette carotte représentant une épaisseur faible de sédiments, aucune autre séquence n'a été préservée.

- La carotte Rivage 1 présente des dépôts essentiellement sableux caractérisés par une tendance générale granodécroissante vers le sommet (Figure IV-36). Plusieurs surfaces d'érosion, à la base des dépôts attribués au fond de chenaux, délimitent plusieurs petites séquences de « cut and fill ». La dernière séquence enregistrée dans la partie supérieure (<350 cm) montre, par une granodécroissance et une meilleure préservation des drapages argileux, que le milieu de dépôt évolue vers des conditions moins dynamiques. Cette diminution d'énergie peut être attribuée à l'éloignement du chenal principal vers le Nord (distalité par rapport au lieu de carottage).

• Synthèse des carottes de la zone estuarienne ouverte

L'enregistrement de ces carottes met en évidence l'évolution morpho-sédimentaire à l'entrée aval du système estuarien. Celle-ci, comme pour le système interne, est contrôlée par la dynamique de migration des chenaux tidaux.

IV-3.3 Successions sédimentaires dans le système estuarien du Couesnon

Trois carottes ont été prélevées dans l'ancien estuaire du Couesnon (cf. Figure IV-6) : Salines 1, Salines 2 et Foucault 1. Etant donné que les caractères et interprétations de ces trois carottes sont similaires, seule Salines 2 est présentée ici (Figure IV-36) (Salines 1 et Foucault 1 sont présentées en annexe).

• La carotte Salines 2 se situe sur le schorre ouest du Mont-Saint-Michel au devant de la digue (Figure IV-36). L'ensemble de la succession sédimentaire, essentiellement composée de sables, est granodécroissante vers le sommet. L'association des faciès tidaux de FS_k (à la base) à FS_N (au sommet) illustre de nouveau une diminution de l'énergie du milieu (diminution de la tranche d'eau). Suite à la poldérisation de l'ancien estuaire et à la canalisation du Couesnon, la séquence sédimentaire unique témoigne du comblement de la zone avec la mise en place et la progradation des schorres actuels.

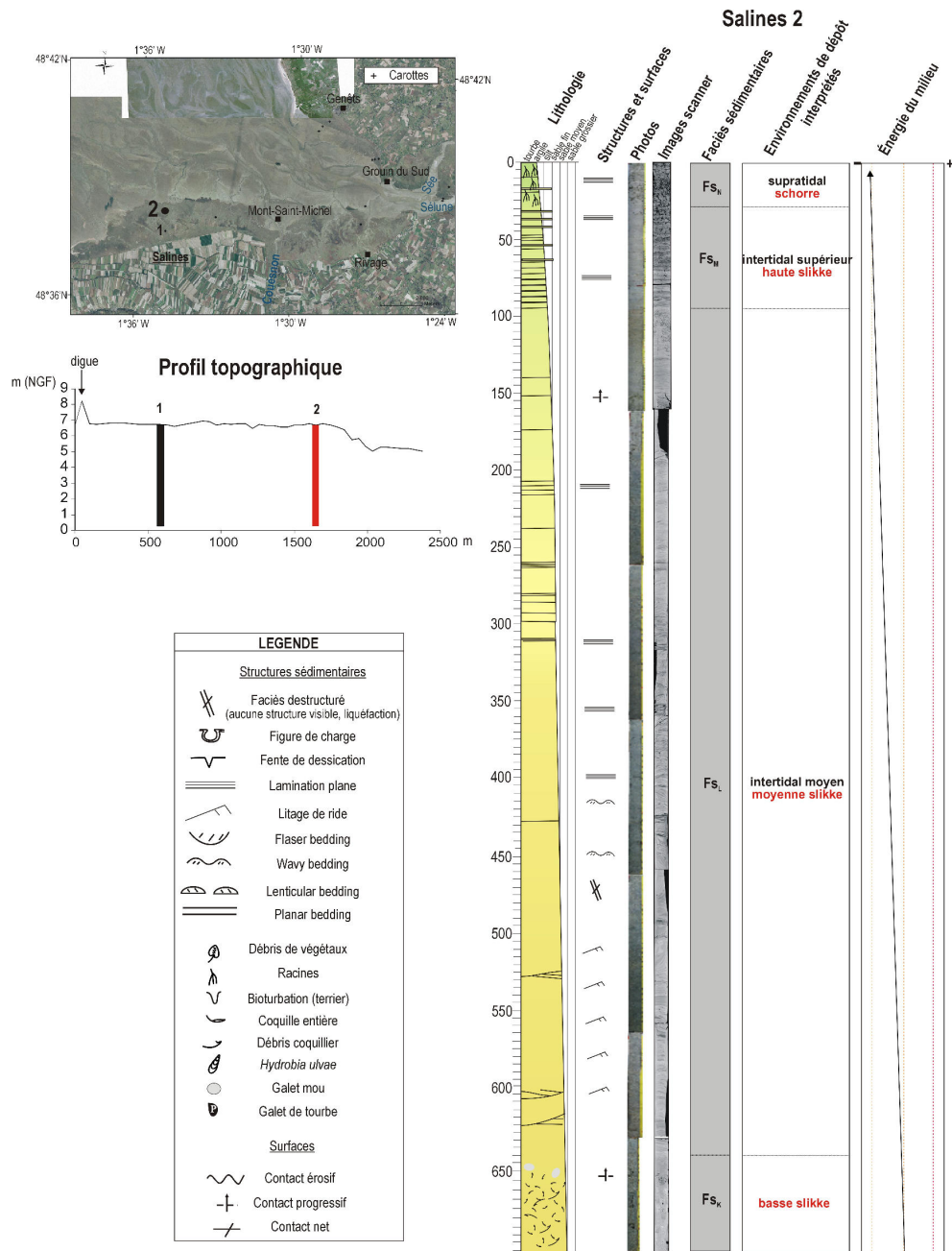


Figure IV-36 : Localisation et log sédimentologique de la carotte Salines 2 prélevée dans la zone estuarienne anciennement occupée par le Couesnon.

IV-3.4 Synthèse sur les faciès et les évolutions sédimentaires du secteur estuarien

Dynamique morpho-sédimentaire

L'ensemble des carottes collectées dans le système estuarien interne ou plus ouvert présente une séquence sédimentaire générale d'origine tidale directement liée à la dynamique de migration et au comblement des chenaux tidaux. Cette séquence repose soit directement sur le substratum précambrien altéré (Fs_I), soit sur des argiles massives continentales (Fs_{II}). Ceci signifie que dans la zone estuarienne, le remplissage sédimentaire estuarien est composé d'une unique séquence, limitée à la base par une surface de ravinement tidale, et correspond au remplissage du dernier chenal. Parfois la base de séquences sont préservées localement sous la forme de dépôts de type « cut and fill ». La migration du chenal, dans le temps et dans l'espace, doit être considérée comme le processus majeur de contrôle morpho-sédimentaire de ce domaine estuarien. La séquence de comblement qui caractérise cette zone de la Baie du Mont-Saint-Michel est donc directement relative au fonctionnement du chenal.

Préservation des séquences sédimentaires

La dynamique tidale étant de haute énergie dans le système estuarien (les courants de flot pouvant atteindre 2,5 m/s), la divagation du chenal majeur est très importante au cours du temps et dans l'espace. Or l'enregistrement sédimentaire des carottes montre qu'une seule séquence de comblement du chenal est préservée et qu'il s'agit nécessairement de la dernière. Par conséquent le potentiel de préservation des séquences sédimentaires dans ce type d'environnement est très faible.

La forte dynamique tidale enregistrée ici permet difficilement de corréler des séquences sédimentaires entre les carottes (faisant même partie d'un même transect). La dernière surface d'érosion correspond toutefois à la dernière migration du chenal (Figure IV-37).

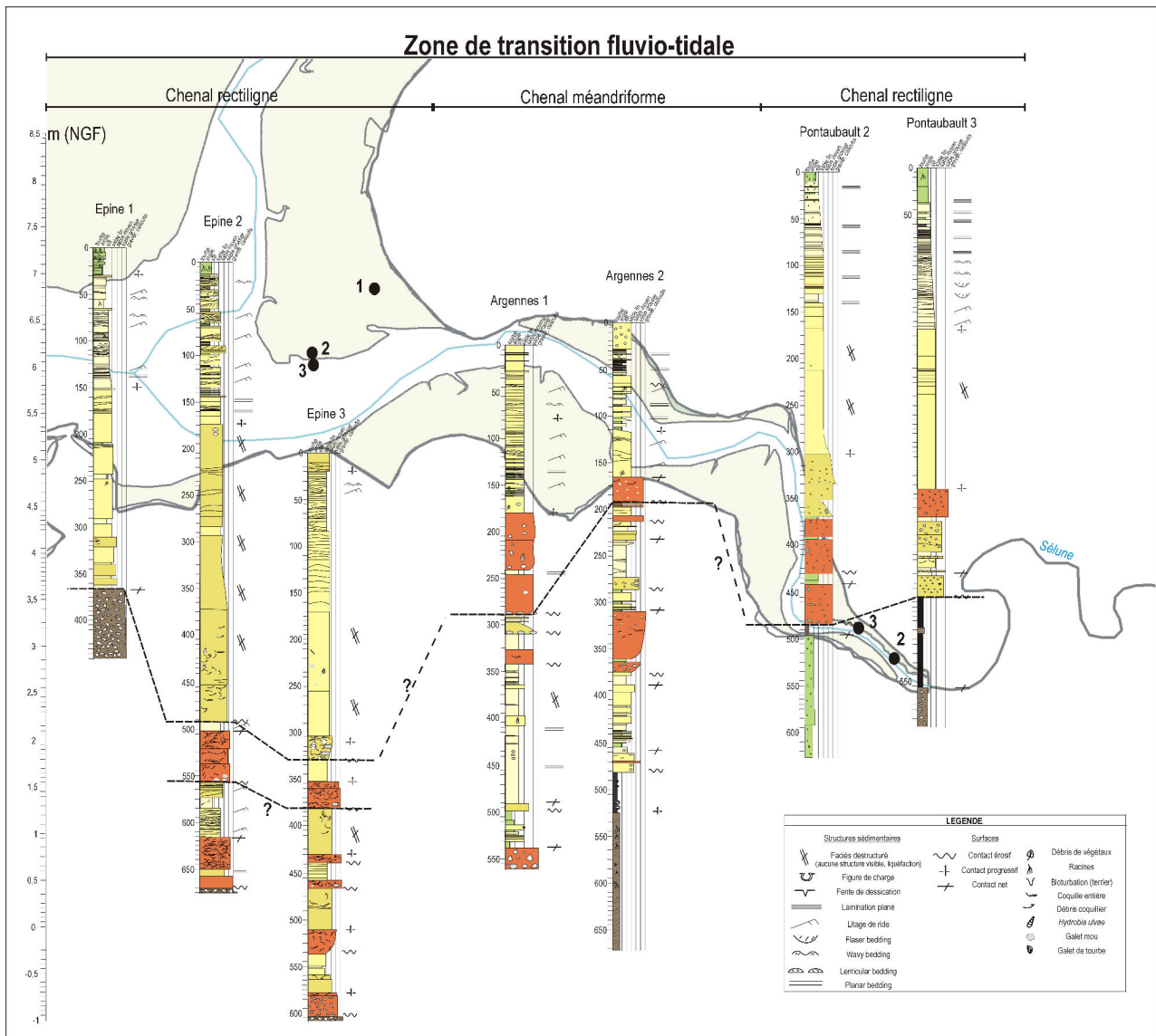


Figure IV- 37: Essai de corrélation des séquences sédimentaires entre les carottes de l'estuaire interne. Seule la dernière séquence de comblement de chenal peut être corréllée pour chaque transect.

IV-4 Faciès sédimentaires et évolution environnementale du Littoral Nord Est

IV-4.1 Caractéristiques des faciès sédimentaires

Les faciès sédimentaires distingués dans le secteur du littoral Nord-Est de la Baie du Mont-Saint-Michel comprennent plusieurs types déjà décrits. Hormis le faciès de substrat, quatre correspondent à des faciès du système estuarien et deux aux faciès du secteur « baie ». S'y ajoutent trois faciès nouveaux, en relation avec la situation particulière de ce secteur Nord-est exposé à l'agitation des houles et des vagues. L'ensemble fait l'objet du Tableau IV-3.

FACIES SEDIMENTAIRES: SECTEUR LITTORAL NE							
Faciès et association de faciès	Photo	Imagerie scanner	Lithologie et granulométrie	Carbonate % CaCO ₃	Structures internes litage, bioturbation clasts,...	Environnement de dépôt	Énergie du milieu
F _{Si}			sable fin à moyen bien trié silt modes principaux: 125 µm, 265 µm	<15 %		Arrière barrière, wahoover (1) et spillover (2) haut estran	++++
F _{SiH}			argile, silt, sable fin mode principal: 45 µm modes secondaires: 3 µm, 20 µm, 225 µm	<20 %		Arrière barrière, mud flat haut estran	++
F _{SiR}			Silt grossier à sable fin drapages argileux petits débris coquilliers mode principal: 60 µm modes secondaires: 30 µm, 200 µm	20%		interaction entre la passe tidale et le crochon (environnement abrité)	+++
F _{SiO}			sable moyen à grossier coquilliers galets mous modes principaux: 223 µm, 1000 µm mode secondaire: 40 µm	27%		passe tidale chenal tidal peu profond	++++
F _{SiP}			sable fin à moyen coquillier galet de corneenne mode principal: 223 µm	40 à 60%		foreshore plage	++++
F _{SiO}			tourbe silteuse sable éolien argile modes principaux: 18 µm, 38 µm	0%		supratidal haut schorre	-
F _{SiL}			sable fin à très fin silt grossier mode principal: 80 µm	30 à 40%		intertidal moyen moyenne slikke	+++
F _{SiK}			sable moyen à grossier mode principal: 250 µm mode secondaire: 600 µm	35 à 45%		intertidal inférieur basse slikke	++++
F _{SiJ}			mélange sablo-silteux graviers débris coquilliers mode principal: 40 µm modes secondaires: 4 µm, 300 µm, 500 µm	0 à 70 %		subtidal dépôts fond de chenal	+++++
F _{Si}			substrat altéré galets, cailloutis	0%		substrat	-

Legende

Argile Silt Sables

Courbe de fréquence

Diamètre des particules (µm)

ripple cross-bedding

flaser bedding

wavy bedding

lenticular bedding

planar bedding

lamination oblique à angle faible

Structures sédimentaires

faciès destructuré

figure de charge

fente dessiccation

lamination plane

rythme tidale

TR

débris végétaux

bioturbation

coquille

hydrobia ulvae

galet mou

racine

Tableau IV-3 : faciès sédimentaires reconnus dans le secteur Littoral NE. De gauche à droite : photographies ; images RX ; lithologie, courbe granulométrique et teneur en carbonates représentatives ; structures sédimentaires ; interprétations en terme d'environnements de dépôt ; énergie relative du milieu interprété.

Les faciès originaux caractéristiques de ce secteur sont les suivants :

- Le faciès Fs_P se compose de sables fins à moyens bien triés, localement coquilliers. Les structures parfois visibles correspondent à des laminations à angle faible. Fs_P est interprété comme un faciès sableux de **plage**.
- Le faciès Fs_Q correspond à un mélange de sable moyen à grossier, de débris coquilliers et de galets mous.
- Le faciès Fs_R représente des dépôts silto-sableux parfois coquilliers contenant des drapages argileux.

A partir des observations réalisées sur le terrain, les faciès Fs_Q et Fs_R sont interprétés comme des dépôts appartenant au domaine de la **passe tidale** connectant le domaine d'arrière barrière au domaine estuarien adjacent. Fs_Q est interprété comme un faciès **de chenal peu profond** liant les deux domaines et Fs_R est interprété comme un faciès sédimentaire lié à un environnement plus abrité appartenant au domaine d'arrière barrière, comme celui observé à **l'arrière des crochons** de l'extrémité d'une flèche sableuse (Figure IV-38).

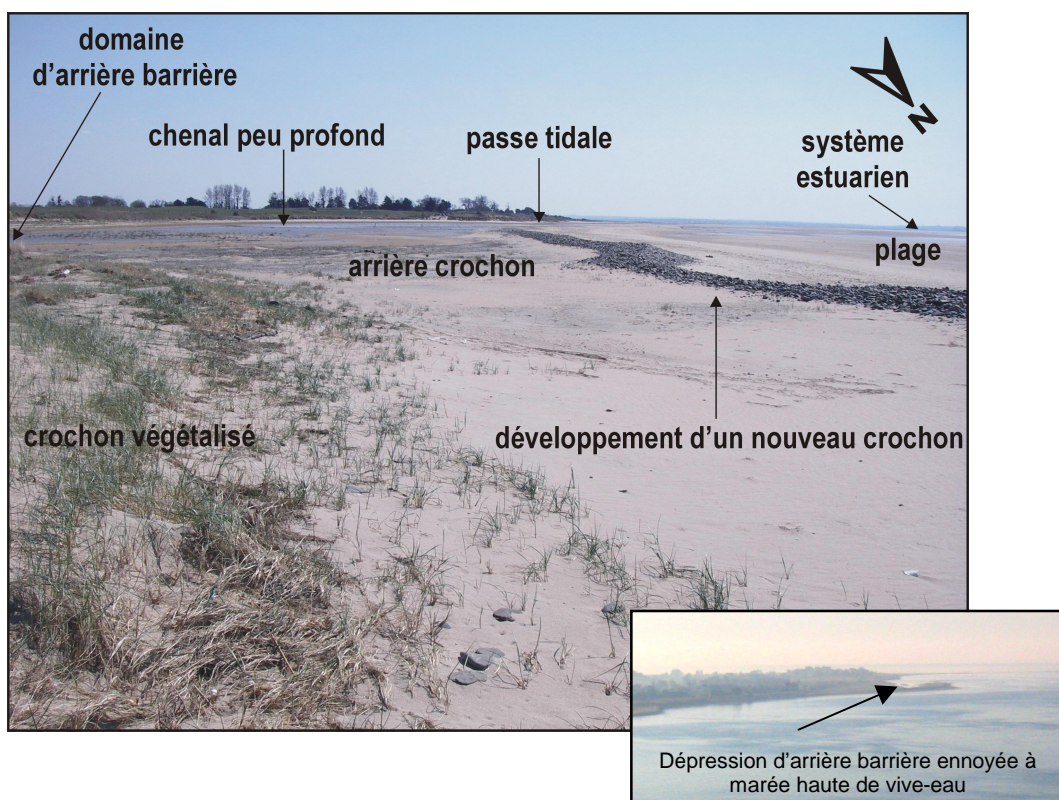


Figure IV-38 : Photographie illustrant les différents environnements de dépôt associés à la passe tidale et à la formation des crochons à l'extrémité Sud de la flèche sableuse de Dragey. En bas à droite : photographie de l'ennoyement de la dépression d'arrière barrière au cours d'une marée haute de vive-eau.

IV-4.2 Successions sédimentaires dans le secteur de Dragey : système progradant de flèche sableuse

Trois carottes ont été prélevées le long du littoral de la commune de Dragey où se développe un système de flèches sableuses progradant vers le Sud. L'ensemble du système de barrière se compose de dunes, de dépressions d'arrière barrière, d'une plage et d'une passe tidale. La carotte Dragey 1 a été échantillonnée à l'arrière de la flèche en construction, Dragey 2 se situe au devant de la flèche, sur la plage et Dragey 3 a été prélevé à 100 mètres de la précédente sur le système estuarien adjacent, ici très surbaissé.

- Un sondage à la tarière a été réalisé dans la dépression d'arrière barrière, à proximité de la carotte Dragey 1. Le sondage peut être décrit selon quatre unités lithologiques principales (Figure IV-39). La base du sondage (entre -10 et -13,5 m) correspond à des faciès d'altérite du substratum schisteux (argiles verdâtres, compactes et collantes, associés à des galets schisteux). Cette unité lithologique est interprétée comme des dépôts anté-holocènes qui ont été remaniés au cours de la transgression marine. L'unité 2 (entre -10 et -3,5 m) se compose principalement de dépôts sablo-coquilliers et traduit un environnement assez dynamique sous influence marine. Cette unité représente la mise en place du système de flèche sableuse associée à la dynamique sédimentaire de la passe tidale. La succession des dépôts argilo-silteux sus-jacents (entre -3,5 m et -0,5 m) met en évidence la mise en place et le comblement d'une vasière d'arrière barrière résultant de la progradation vers le Sud de la flèche sableuse associée. L'unité sommitale sableuse (unité 4) du sondage témoigne de la rétrogradation actuelle de la dune sur la vasière.

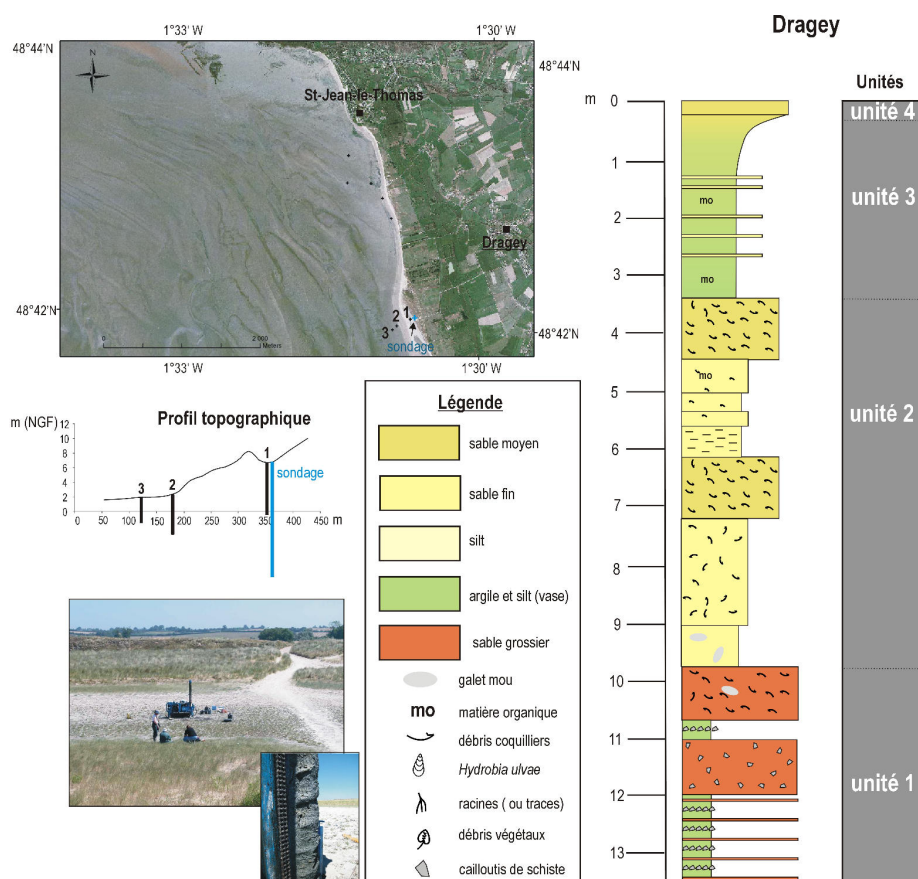


Figure IV-39 : Localisation et log sédimentologique du sondage à tarière Dragey réalisé dans la dépression d'arrière barrière à proximité de Dragey 1

• La carotte Dragey 1, d'une longueur de 7,1 m, n'atteint pas le substratum à sa base (Figure IV-40). Elle se compose de sédiments correspondant aux faciès associés aux environnements de passe tidale et d'arrière barrière selon la succession Fs_Q , Fs_R , Fs_H et Fs_I . La carotte permet une meilleure description des unités 2, 3 et 4 précédemment décrites dans le sondage. Cette évolution générale révèle un changement entre un environnement plus ou moins ouvert de passe tidale (Fs_Q et Fs_R) (unité 2 du sondage), vers un environnement plus protégé de dépression d'arrière barrière (Fs_H et Fs_I) (unité 3 du sondage) et est interprétée comme le résultat de la construction de la barrière. Selon leur faciès et la localisation de la carotte, les dépôts sableux du haut de la carotte (Fs_I) résultent de la rétrogradation de la dune par phénomènes de spillover sur la vasière d'arrière barrière et correspondent à l'unité 4 du sondage.

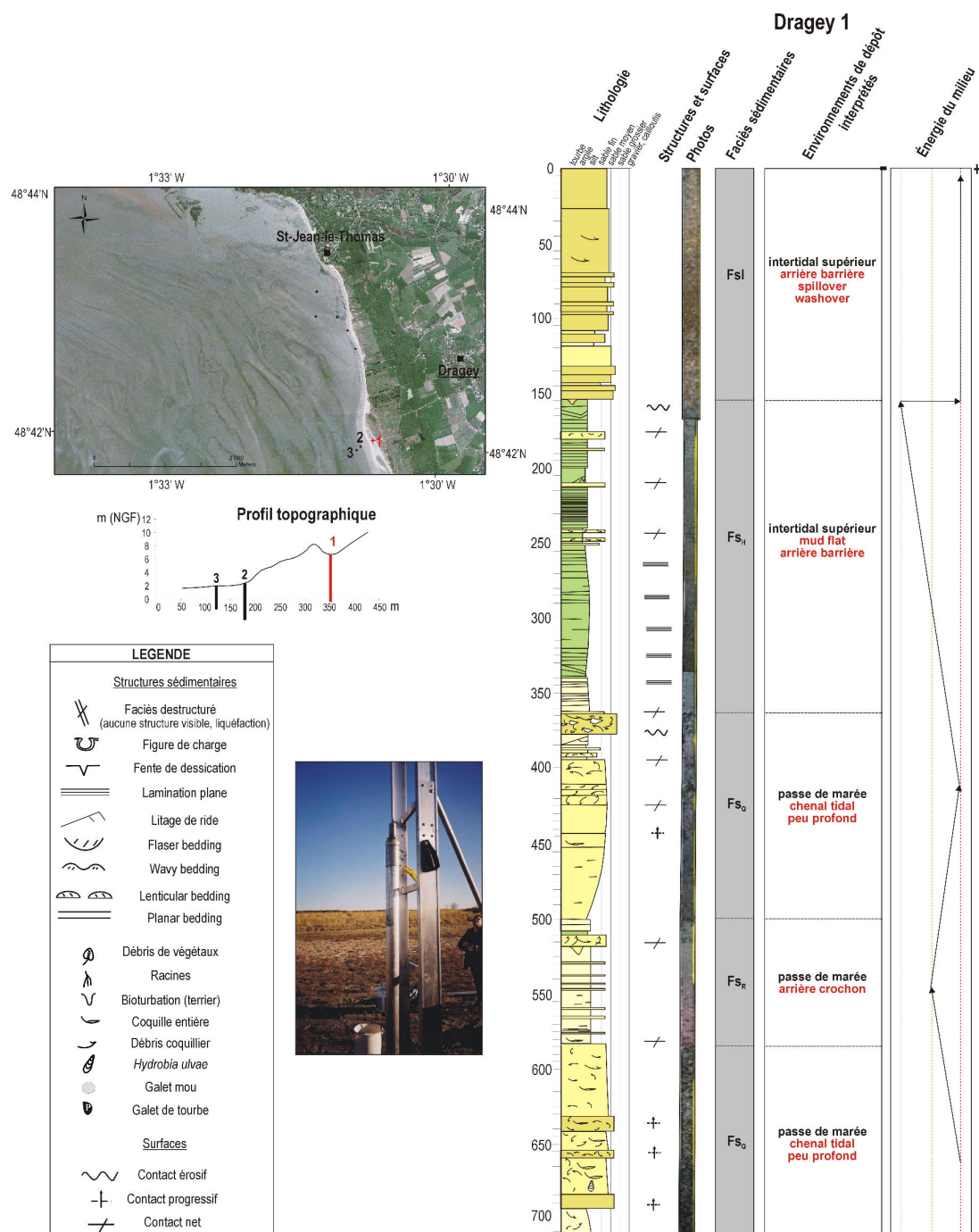


Figure IV-40 : Localisation et log sédimentologique de la carotte Dragey 1 prélevée dans la dépression d'arrière barrière.

• **La carotte Dragey 2** (Figure IV-42) présente dans sa moitié inférieure la succession de F_{Sp} et F_{SR} témoignant de la formation d'un crochon sédimentaire et de sa protection en arrière. La partie supérieure de la carotte est principalement composée du faciès F_{Sp} , représentant les dépôts de l'actuelle flèche sableuse sur laquelle la carotte a été prélevée. La surface basale de ce faciès (-290 cm) consiste en une surface d'érosion majeure interprétée comme la surface de migration de la flèche sableuse (surface de ravinement par la houle). Dans la partie supérieure de la carotte, apparaît un épisode de dépôt de sédiments fins estuariens (F_{SL}) intercalé dans les dépôts sableux de plage (F_{Sp}). Cette intercalation met en évidence la mixité des processus dynamiques opérant le long de ce littoral, entre l'action de la houle à l'origine de la construction de la flèche et l'action des courants tidaux balayant la zone estuarienne externe. La plage étant adjacente au système estuarien, les dépôts sableux la constituant sont recouverts par des dépôts tidaux fins dès que le chenal tidal tend à migrer vers la côte (Figure IV-41). La confrontation des deux dynamiques engendre alors l'alternance de dépôts fins et grossiers.

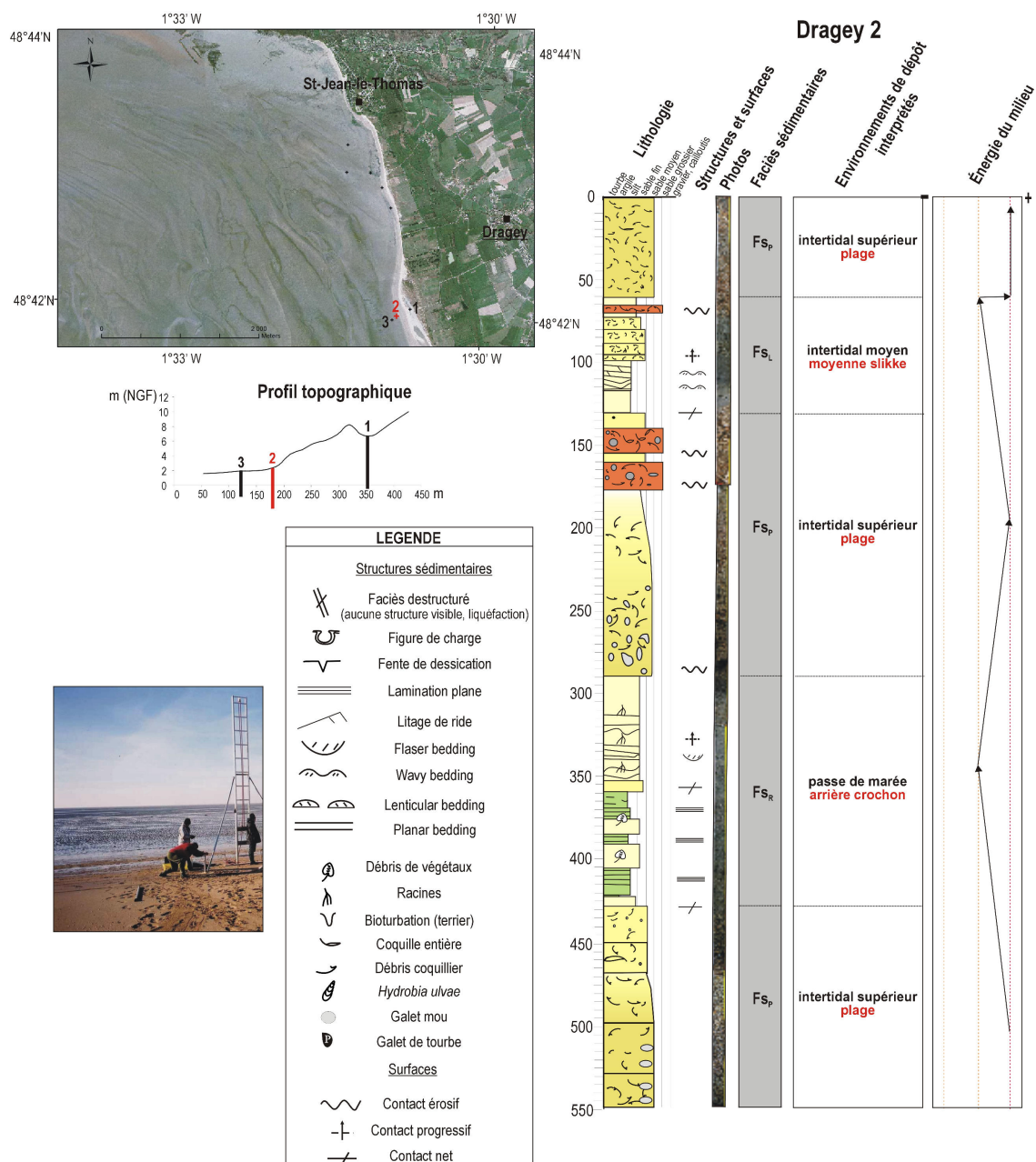


Figure IV-41 : Localisation et log sédimentologique de la carotte Dragey2 prélevée en bas de plage.



système estuarien (slikke)

dynamique tidale

vase

système de flèche sableuse (plage)

dynamique de houle

sable

Figure IV-42 : Photographies illustrant le contact abrupt entre des faciès sédimentaires distincts, témoignant de la mixité des processus hydrodynamiques le long d'une partie du littoral Nord-Est de la Baie du Mont-Saint-Michel (ici à Dragey).

A droite : dépôts sableux de la plage sous dominance de la houle ; à gauche : sédiments vaseux fluides sur bordure du chenal estuarien sous influence tidale.

- La carotte Dragey 3, d'une longueur seulement de 3,5 m, a été prélevée sur la bordure supérieure du chenal estuarien adjacent à la plage (Figures IV-42, IV-43). Les faciès qui la composent sont tous d'origine tidale (Fs_J à Fs_L). De -355 cm à -50 cm, la succession sédimentaire est granodécroissante, traduisant une diminution de l'énergie tidale dans le milieu. Elle est interprétée comme le résultat de la migration vers le large du chenal principal. Le haut de la carotte présente une augmentation de la taille des grains suivie d'une décroissance matérialisée par la succession des faciès Fs_K et Fs_L . La granocroissance suggère une augmentation de l'énergie du milieu (Fs_K), liée à une position plus proximale du chenal, qui tend à s'éloigner de nouveau (Fs_L).

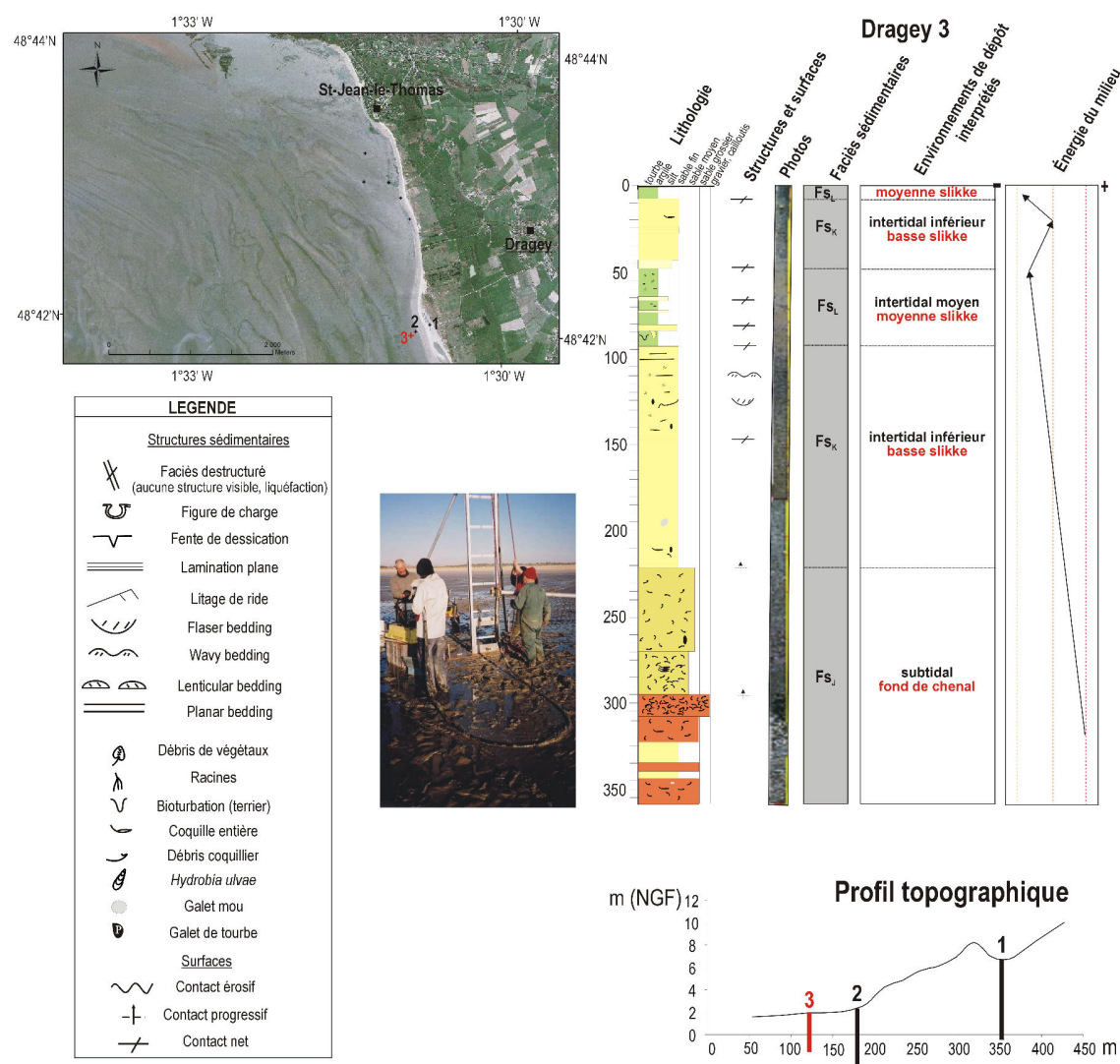


Figure IV-43 : Localisation et log sédimentologique de la carotte Dragey 3 prélevée sur la zone estuarienne adjacente au système d flèche sableuse.

• Synthèse des carottes du système associée à la flèche sableuse de Dragey

Les carottes Dragey 1 et Dragey 2, prélevées sur le site de Dragey mettent en évidence l'évolution morpho-sédimentaire d'un système progradant associé à la mise en place de flèches sableuses et de dépressions à l'arrière de celles-ci.

- Les carottes Dragey 1 et Dragey 2 mettent en évidence différentes étapes de la formation et de la migration d'une flèche sableuse par la construction de crochons sédimentaires. Egalement, Dragey 1 illustre la mise en place d'une vasière d'arrière flèche et son comblement associé.
- La carotte Dragey 3 est composée de sédiments tidaux estuariens.
- Dragey 1 et Dragey 2 reflètent la confrontation et/ou la combinaison de la dynamique tidale et de la dynamique de houle: la dynamique de houle, est à la base de la construction du système de barrière littorale caractérisant cette portion littorale de la Baie (flèches sableuses, dépressions d'arrière flèche); les courants de marée contribuent au comblement des vasières et au fonctionnement du système estuarien adjacent. Le sondage permet d'estimer l'épaisseur du prisme sédimentaire à environ 11 m dans le secteur de Dragey.

IV-4.3 Successions sédimentaires dans le secteur de Saint-Jean-le-Thomas : système de barrière littorale en érosion

Une série de cinq carottes prélevées selon deux transects (E-W et NW-SE) au Nord de Dragey, à proximité de la commune de Saint-Jean-le-Thomas, illustre l'évolution de la barrière littorale aujourd'hui soumise à une forte érosion. Toutes les carottes sont situées en avant du système dunaire rétrogradant.

- La carotte St Jean 1, collectée sur la plage actuelle et d'une longueur de 5,9 m n'atteint pas le substratum pré-cambrien (Figure IV-44). Elle se compose principalement de dépôts fins à des sables moyens organisés en plusieurs ensembles et interprétés comme des dépôts de dépression d'arrière barrière. La succession des faciès d'arrière barrière (F_{S_H} et F_{S_O}) s'organisent en plusieurs séquences.

La première est identifiée entre la base et -360 cm, composée de dépôts silto-argileux à hydrobies (F_{S_H}) évoluant vers des argiles très organiques à tourbeuses (F_{S_O}). Cette succession se répète entre -360 cm et -205 cm évoluant alors vers la formation de vrais niveaux tourbeux. L'ensemble compris entre -205 cm et -160 cm est sableux et évolue vers des sables tourbeux (-180 à -160 cm). Enfin la dernière succession entre -160 cm et -20 cm présente des dépôts silteux à la base, passant à un fin niveau tourbeux au sommet. L'ensemble de ces successions représentent des cycles sédimentaires et sont interprétés comme le résultat du comblement de vasière d'arrière barrière. Cet ensemble est tronqué au sommet de la carotte par une surface d'érosion sur laquelle reposent des sédiments grossiers du faciès F_{S_P} correspondant à la plage actuelle. Cette surface d'érosion est donc interprétée comme une surface de ravinement par la houle.

- La carotte St Jean 2, prélevée sur le système estuarien à proximité de la plage, en marge d'un chenal estuarien peu profond, a rencontré à -700 cm le substrat altéré (faciès F_{S_I}) (Figure IV-45). Au sommet du faciès d'altérite sont observés des sables quartzeux éoliens décrits par Lautridou (1985) comme les sables de couverture weichséliens.

L'essentiel (-700 à -160 cm) de la carotte est formé de sédiments fins définis comme des dépôts d'arrière barrière (faciès F_{S_H}). Plus en détail, cette unité est composée d'alternances d'ordre métrique de faciès plus sableux ou plus argileux. Ces variations de granulométrie définissent des cycles sédimentaires caractérisés par des sédiments sableux fins puis argileux à débris de végétaux, puis de nouveau plus sableux (illustrés par des lignes discontinues sur la figure IV-45, dans la colonne « environnements de dépôt »). L'ensemble est interprété comme le comblement d'une dépression d'arrière barrière ; les tendances plus ou moins grossières (cycles avec passages progressifs) étant liées à la situation plus ou moins proximale de la barrière sableuse par rapport à la vasière protégée.

La partie supérieure (-160 cm au sommet) de la carotte correspond à des dépôts plus contrastés à caractère tidal (F_{S_K}). La surface séparant l'unité sédimentaire attribuée au comblement de la vasière et l'unité sommitale est interprétée comme une surface de ravinement tidal.

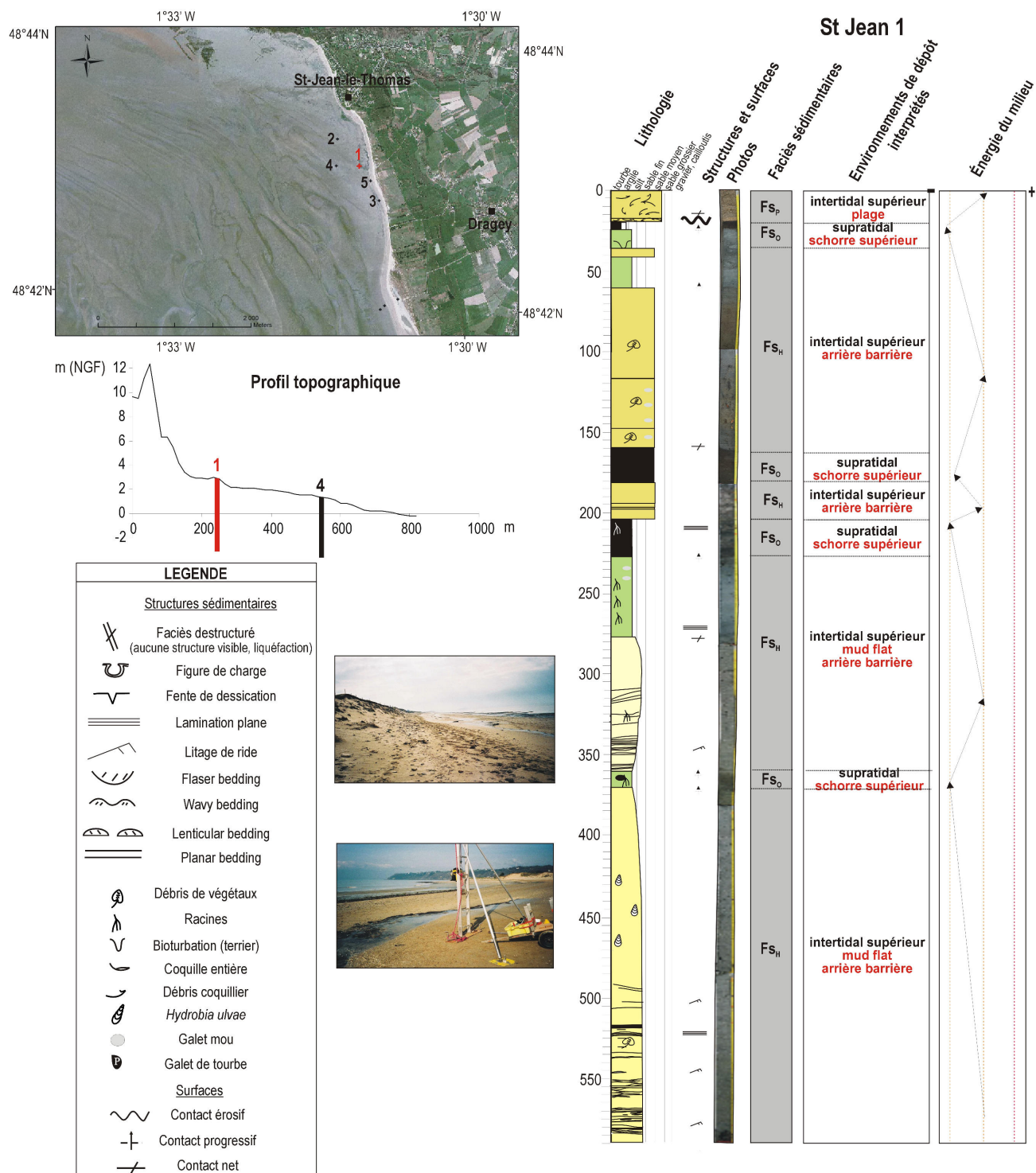


Figure IV-44 : Localisation et log sédimentologique de la carotte St Jean 1 prélevée sur la plage de Saint-Jean-le-Thomas.

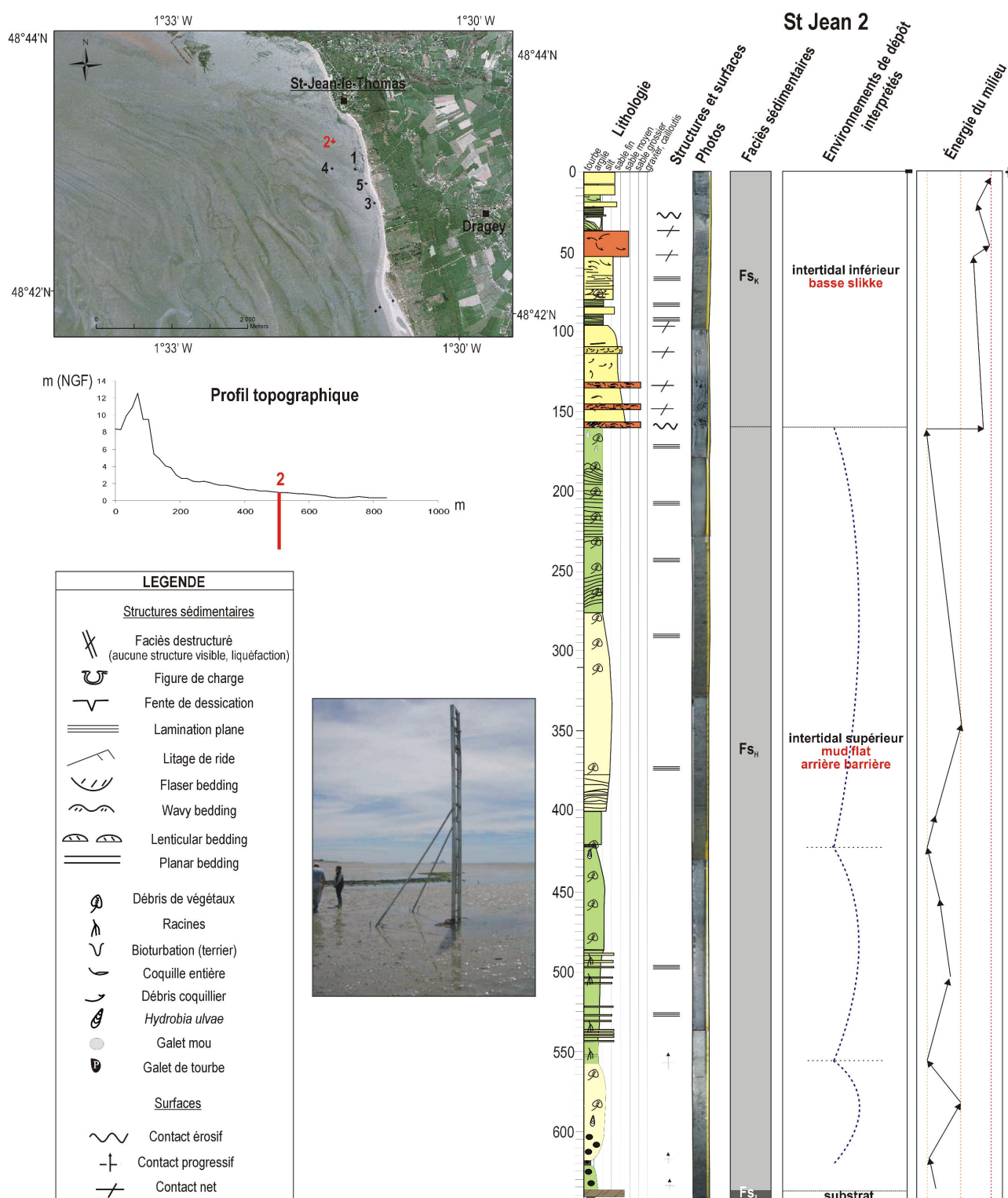


Figure IV-45 : Localisation et log sédimentologique de la carotte St Jean 2 prélevée sur le domaine estuarien externe adjacent à la plage de Saint-Jean-le-Thomas.

• La carotte St Jean 3 est prélevée au Sud de la carotte St Jean 1 le long de la plage (Figure IV-46). La base atteint le substrat altéré sur une épaisseur de 70 cm (Fs_1). L'enregistrement sédimentaire de St Jean 3 est similaire, pour la partie inférieure, à celui décrit pour St Jean 2 et St Jean 1. Il s'agit d'une unité lithologique composée de sédiments silto-argileux appartenant au faciès Fs_H et interprétée comme le comblement d'une vasière d'arrière barrière. Des cycles sédimentaires peuvent être individualisées au même titre que celles décrites dans la carotte St Jean 2. Comme pour la carotte St Jean 1, le sommet de la carotte est composé de sédiments sableux correspondant au faciès de plage (Fs_p), avec à la base une surface d'érosion correspondant à une surface de ravinement par la houle.

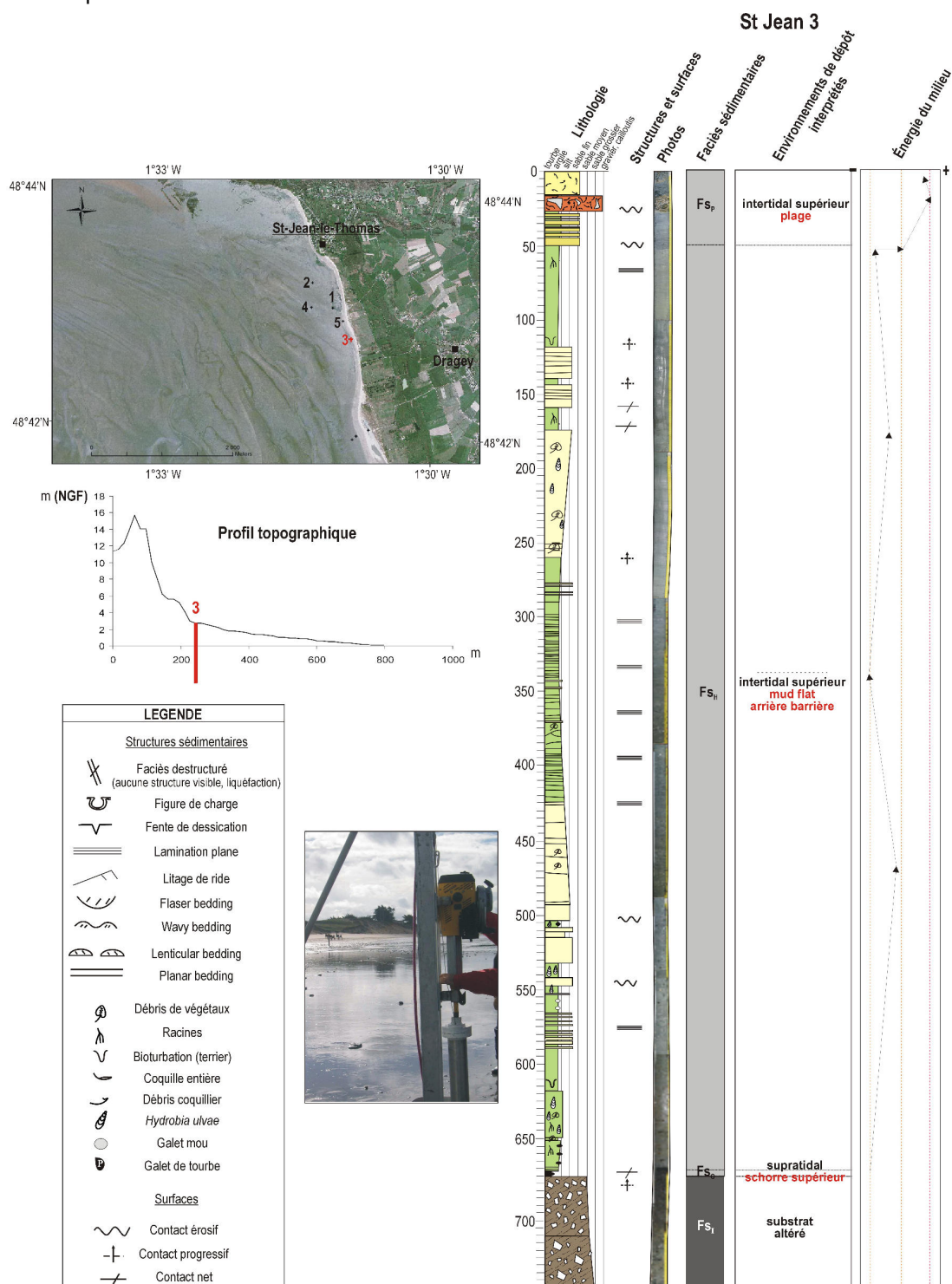


Figure IV-46 : Localisation et log sédimentologique de la carotte St Jean 3 prélevée sur la plage de Saint-Jean-le-Thomas.

• La carotte **St Jean 4** a été collectée 300 m en avant de la carotte St Jean1 dans le domaine estuarien externe (Figure IV-47). Les faciès qui la composent sont tous grossiers d'origine tidale. L'alternance des faciès Fs_J , Fs_K et Fs_L traduit des variations d'énergie qui peuvent être mises en relation avec la dynamique de migration des chenaux de marée appartenant au système de l'estuaire externe. Sur l'ensemble de la carotte, aucun faciès lié à un système de barrière/arrière barrière n'a été reconnu.

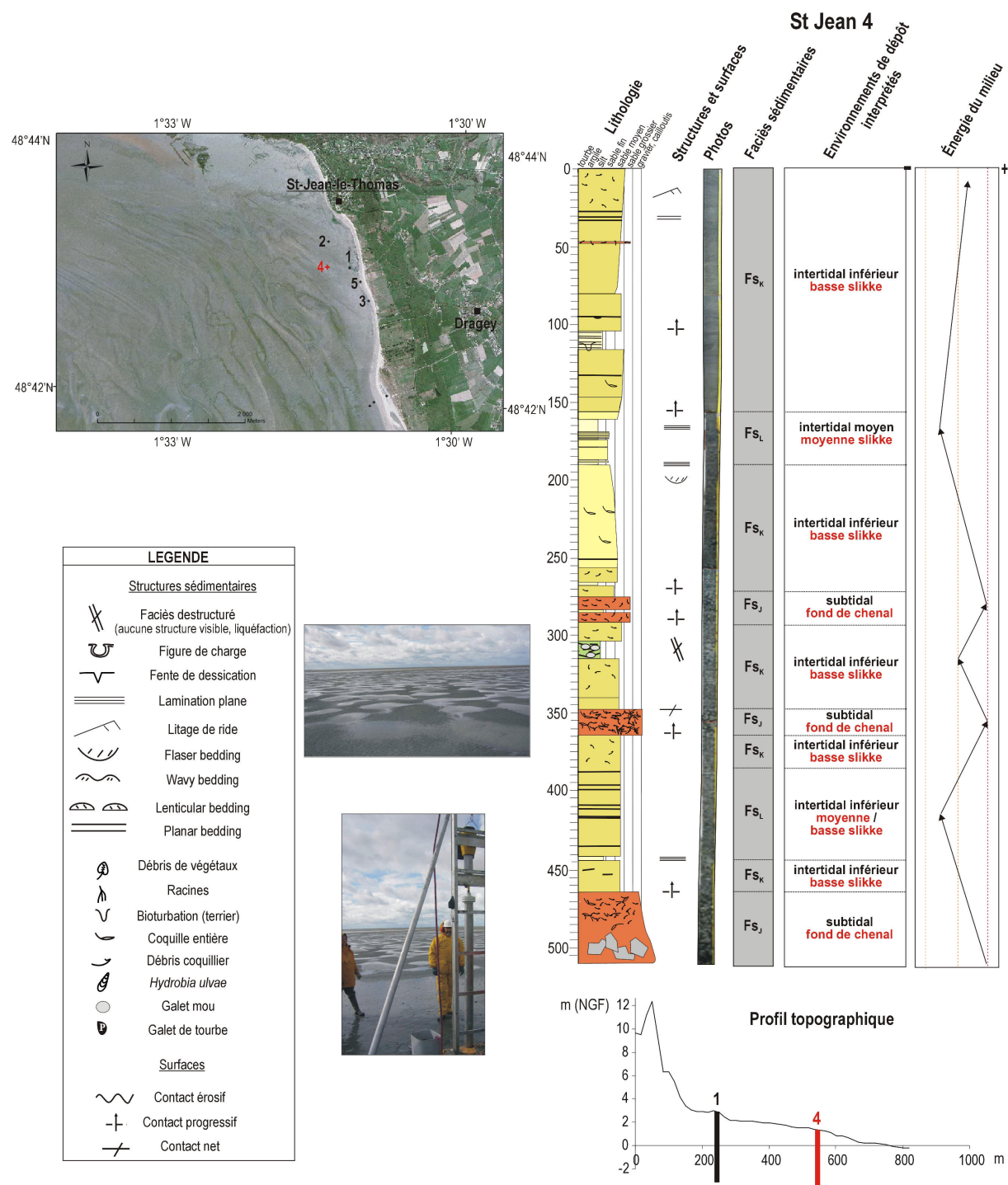


Figure IV-47 : Localisation et log sédimentologique de la carotte St Jean 4 prélevée sur le domaine estuarien externe adjacent à la plage de Saint-Jean-le-Thomas.

• La carotte St Jean 5, prélevée le long de la plage entre St Jean 1 et St Jean 3, présente la même succession de faciès que celle décrite au sein de St Jean 3 et de St Jean 2 (Figure IV-48). Le faciès d'altérite est atteint à 740 cm de profondeur, révélant la présence des sables de couverture weichséliens. Les dépôts argilo-silteux de la quasi-totalité de l'enregistrement, interprétés comme le comblement de la vasière d'arrière barrière (faciès Fs_H), s'organisent aussi selon des cycles sédimentaires (fin-grossier-fin), traduisant des variations d'énergie dans le milieu de dépôt.

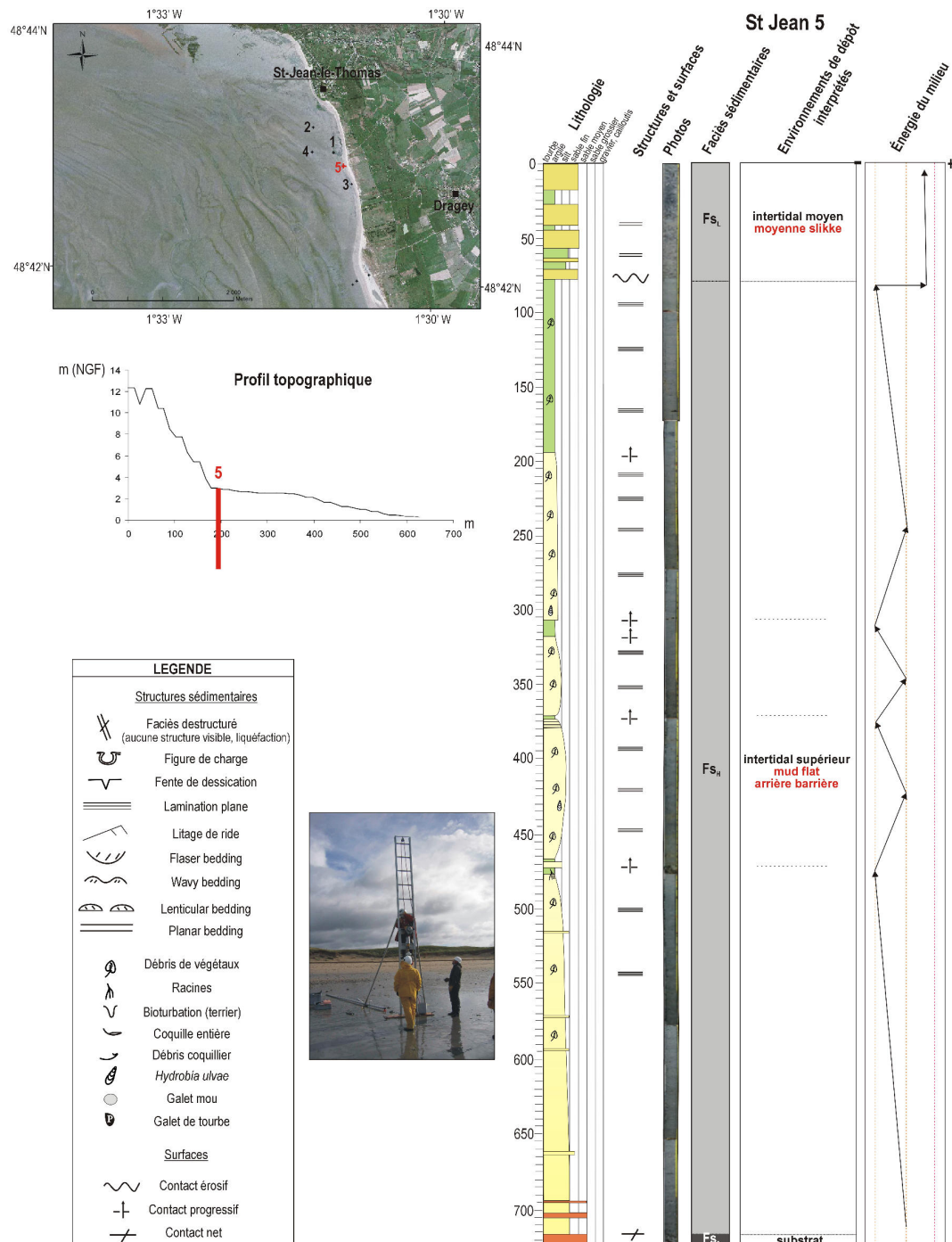


Figure IV-48 : Localisation et log sédimentologique de la carotte St Jean 5 prélevée sur la plage de Saint-Jean-le-Thomas.

• **Synthèse sur les carottes de Saint-Jean-le-Thomas**

Contrairement aux carottes de Dragey, celles de St Jean sont associées à un système actuel soumis à l'érosion. Cependant leurs enregistrements traduisent généralement des conditions de dépôts en milieux protégés.

D'autre part, l'évolution morpho-sédimentaire de ce système a permis de mettre en évidence plusieurs surfaces à valeur stratigraphique.

- La base de plusieurs carottes (St Jean 2, St Jean 3 et St Jean 4) est composée de sables éoliens weichséliens sur lesquels reposent de manière abrupte, la séquence sédimentaire holocène.
- Les carottes St Jean 1, St Jean 2, St Jean 3 et St Jean 5 enregistrent dans leurs successions sédimentaires plusieurs épisodes de comblement de dépression d'arrière barrière liés au mouvements relatifs de cette barrière. Ces différents cycles, ponctués par des niveaux tourbeux, peuvent être mis en relation directe avec ces mouvements relatifs. Lorsque la barrière est en phase de stabilisation, la vasière, bien abritée, se comble par des dépôts tidaux évoluant jusqu'à la formation de schorres et de tourbes. En période de déstabilisation de la barrière, la vasière devient moins abritée, l'énergie du milieu augmente et des dépôts plus grossiers comblent la dépression.
- La succession sédimentaire de St Jean 1 et de St Jean 3, avec une granocroissance de la séquence de comblement, reflète une position de la barrière de plus en plus proximale.
- La rétrogradation de la barrière littorale associée à l'absence de sédiments mobiles sur le domaine d'avant plage (foreshore) met en évidence la surface de ravinement par la houle (SRH) illustrée dans le paysage par des pavages de galets (Figure IV-49). La SRH est localisée dans les carottes St Jean1, St Jean3 et St Jean 5 à la base des dépôts de plage.
- Les dépôts à caractère tidal représentant la carotte St Jean 4, prélevée en avant de la plage, correspondent au comblement de l'espace, après érosion des faciès de barrière probablement pré-existants, par des chenaux successifs et des faciès de slikke (channel and shoal system, Figure IV-49). La carotte St Jean 2 met en évidence la surface de ravinement tidale (SRT) située à la base des corps sédimentaires estuariens.

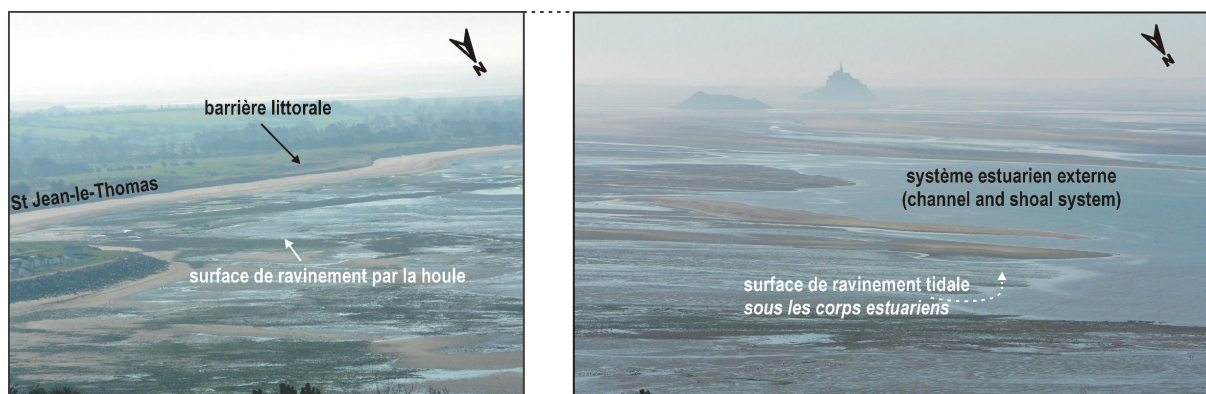


Figure IV-49 : Photographies du littoral de Saint-Jean-le-Thomas illustrant la surface de ravinement par la houle, où se situe des pavages de galets, et les corps estuariens reposant sur la surface de ravinement tidale.

IV-4.4 Synthèse sur les faciès et les évolutions sédimentaires du littoral Nord-Est

Dynamique morpho-sédimentaire

L'ensemble des carottes collectées le long du littoral Nord-Est présente dans son ensemble des successions sédimentaires similaires, reflétant des comblements d'environnement d'arrière barrière et donc à mettre en relation avec la dynamique d'un système de barrière littorale.

La dynamique du littoral Nord-Est montre l'importance des facteurs locaux comme l'hydrodynamisme et les apports sédimentaires. La dynamique de houle associée à de faibles apports sédimentaires soumet le littoral de Saint-Jean-le-Thomas à une forte érosion laissant apparaître la surface de ravinement par la houle. Les apports sédimentaires issus de l'érosion à St-Jean sont transportés vers le Sud par la dérive littorale et permettent la construction de flèches sableuses isolant des dépressions abritées. Actuellement, c'est le cas du cordon littoral à Dragey. Il y a une dizaine d'années et plus la construction avait lieu au Sud, au Bec d'Andaine. La dynamique tidale est à l'origine du comblement des vasières d'arrière barrière par apport de sédiments fins lors des pleines mers de vives-eaux. En conséquence, l'équilibre local entre ces trois paramètres (houle, marée et apports sédimentaires) contrôle l'évolution morpho-sédimentaire du littoral Nord-Est.

Préservation des séquences sédimentaires

La création de la barrière littorale, généralement en relation à une remontée lente du niveau marin, génère un espace d'accommodation local, c'est à dire une dépression d'arrière barrière qui se comble sous l'action des courants de marée. Dès que les apports sédimentaires et/ou l'action de la houle augmente, la barrière est soumise à l'érosion, devient instable et rétrograde. Ce phénomène est enregistré dans les carottes du secteur. La préservation de plusieurs de ces cycles dans les carottes signifie que le phénomène s'est produit périodiquement, probablement en relation à des phénomènes climatiques paroxysmiques ou à des fluctuations à haute fréquence du niveau marin.

Le fort potentiel de préservation des séquences sédimentaires le long de ce littoral semble donc lié au contexte local permettant un équilibre périodique entre la dynamique de houle et les apports sédimentaires favorisant la stabilisation de la barrière.

Néanmoins, la forte dynamique estuarienne adjacente contrôle, par la divagation des chenaux tidaux, la préservation des corps sédimentaires construits par la houle. Lorsque les chenaux migrent vers la

IV-5 Ages des successions sédimentaires

Après corrélations des séquences sédimentaires, certains niveaux ont été prélevés au sein des carottes afin d'établir un calage chronologique des dépôts. 30 datations au radiocarbone ont été réalisées sur différents type de matériel : tests carbonatés, matière organique, tourbe (Tableau IV-4).

Secteur	Carotte	Code laboratoire	Profondeur carotte (m)	Cote NGF (m)	Cote marine (m)	Matériel daté	Age C14 (BP)	Age calibré (cal BP) 2 σ range $\Delta R=56$ ans
Baie	Cherrueix 1	Poz-20265	-5,82	-6,29	+0,45	hydrobies	5205+-35	5637-5869
	Cherrueix 2	Poz-20252	-2,01	-0,07	+6,67	tellines et coques juvéniles infra centimétrique	3275+-35	2910-3164
	Cherrueix 2	Poz-20253	-4,09	-2,15	+4,6	coques juvéniles, <i>retusidae</i> juvéniles, hydrobies	4200+-35	4087-4345
	Cherrueix 2	Poz-20266	-4,87	-2,93	+3,8	hydrobies, tellines et coques juvéniles	4460+-35	4783-4918
	Cherrueix 2	Poz-20255	-6,1	-4,16	+2,6	hydrobies, tellines juvéniles	5110+-35	5582-5706
	Cherrueix 4	Poz-14594	-1,8	-5,5	+1,24	téllines juvéniles	3455+-35	3170-3365
	Cherrueix 4	Poz-14595	-3,8	-7,5	-0,8	tellines et coques juvéniles	4345+-35	4289-4514
	Cherrueix 4	Poz-14596	-6,5	-10,2	-3,5	tellines et coques juvéniles	6120+-40	6387-6608
	Hirel 2	Poz-20267	-5,56	-0,1	+6,6	tellines juveniles	5880+-35	6168-6315
	Hirel 3	Poz-20267	-5,14	+1,36	+8,1	hydrobies	5880+-35	6378-6554
	St Benoît 1	Poz-20264	-0,33	-1,43	+5,3	hydrobies, tellines et coques juvéniles	1410+-30	1049-1232
	St Benoît 1	Poz-20256	-1,74	-2,8	+3,9	hydrobies, tellines juveniles	5660+-40	6174-6315
	St Benoît 1	Poz-20257	-3,85	-4,9	+1,8	coques juveniles (2 valves attachées)	6150+-40	6413-6629
	St Benoît 3	Poz-20258	-1,65	+2,7	+9,4	tellines juvéniles	470+-30	255-334
	Cancale 1	Poz-14592	-3	-5,5	+1,2	hydrobies et coques juvéniles	5445+-35	5909-6116
	Cancale 1	Poz-14593	-6,65	-9,1	-2,3	hydrobies et coques juvéniles	6140+-40	6657-6863
Estu	Cancale 2	Poz-20259	-1	-2,2	+4,5	hydrobies	5050+-35	5480-5641
	Argennes 2	Poz-14716	-4,9	+1,6	+8,2	tourbe	6130+-40	6926-7160
	Pontaubault 2	Poz-14751	-4,85	+3,2	+10	tourbe	5820+-40	6528-6730
	Pontaubault 3	Poz-14752	-4,65	+3,5	+10,2	tourbe	5020+-35	5659-5773
	Sée 3	Poz-14720	-6,3	+1,5	+8,24	tourbe	6030+-40	6778-6982
Littoral NE	Dragey 1	Poz-6666	-3,7	+3,1	+9,8	tellines juvéniles	750+-30	275-420
	Dragey 1	Poz-6667	-6,9	0	+6,74	tellines juvéniles	1920+-35	1317-1506
	St Jean 1	Ly-13288	-0,3	+2,9	+9,6	tourbe	975+-35	794-953
	St Jean 1 *	Ly-12464	-1,65	+1,55	+8,2	tourbe sableuse	1780+-45	1566-1820
	St Jean 1 *	Ly-12465	-2,2	+1	+7,5	bois	3985+-40	4298-4330
	St Jean 1	Poz-14853	-3,65	-0,4	+6,3	matière organique	5470+-40	5923-6128
	St Jean 2	Poz-14617	-5,5	-4,5	+2,2	matière organique	7410+-50	7958-8162
	St Jean 2	Poz-14854	-6,2	-5,1	+1,6	tourbe	7480+-80	8192-8382

Tableau IV-4 : Caractéristiques des datations au radiocarbone réalisées au cours de ce travail de thèse. Les échantillons * proviennent des sondages de la DRAC de Basse Normandie (sondage à proximité de St Jean 1, Billard *et al.*, 2004). Les âges radiocarbone ont été calibrés en âges calendaires en utilisant le programme CALIB Rev 5.0.1. Les âges issus des échantillons de tourbe ou de matière organique ont été calibrés selon la courbe « INTcal 04 », les âges des coquilles marines selon la courbe « Marine 04 » et les âges issus de l'analyse des hydrobies selon la courbe « Mixed Hem N ».

IV-5.1 Chronologie des séquences sédimentaires dans le secteur « baie »

17 datations ont permis de dater des dépôts de 9 carottes du secteur « baie ». Les informations chronologiques permettent de nouvelles corrélations entre les séquences sédimentaires des carottes d'un même transect et parfois entre plusieurs sous-secteurs (Figure IV-50). D'autre part, les datations permettent d'intégrer les informations sédimentaires dans un contexte stratigraphique général :

- L'unité lithologique identifiée à la base des carottes de Cherrueix 4, St Benoît 1 et Cancale 1, formée de dépôts grossiers a été datée à son toit (Figure IV-50). Les résultats des trois datations présentent un âge moyen situé entre 6387-6608 ans cal. BP et 6657-6863 ans cal. BP. Ces âges sont les plus vieux obtenus sur les dépôts les plus profonds de l'ensemble des carottes. Ils montrent donc que la quasi totalité des dépôts prélevés dans le secteur se sont mis en place sous des conditions associées généralement à la période de haut niveau marin.
- Les datations effectuées sur les carotte Hirel 3 et Hirel 2, associées quant à elles au système de bancs coquilliers, permettent d'intégrer dans le temps le début du comblement des vasières d'arrière cordon et donc de dater relativement la mise en place de ces derniers. Les dates s'échelonnent entre 6168 ans cal. BP et 6554 ans cal. BP. La mise en place de ce type de corps sédimentaire (cordon, barrière littorale) est possible quand le taux de transgression diminue (à apports constants) et donc à une domination des apports sédimentaires. Par conséquent, ces datations montrent que le point d'inflexion de la courbe de remontée du niveau marin dans la Baie du Mont-Saint-Michel est enregistré vers 6500 ans BP, moment à partir duquel s'instaurent des conditions de haut niveau marin.
- Les datations réalisées sur la carotte Cherrueix 2 ont permis de calibrer les différentes séquences reconnues le long de ce transect de Cherrueix. Chacune de ces séquences se caractérise par une succession granodécroissante, limitée à la base par une surface d'érosion. Elle est interprétée comme le résultat d'une augmentation de l'hydrodynamisme du milieu lié à une augmentation de l'action des houles. Les bases de ces séquences ont été datées et les résultats s'échelonnent entre 5637-5869 ans cal. BP et 2910-3164 ans cal. BP. Ces dates indiquent des intervalles de temps d'ordre millénaire entre chaque séquence.
- La surface d'érosion observée au sommet de la plupart des carottes du secteur « baie » a pu être datée sur la carotte St Benoît 1 à 1049-1232 ans cal. BP.
- Une des surfaces d'érosion observée à Cancale (Cancale 2) est datée à 5480-5641 ans cal. BP. Cet âge est étonnant, la surface d'érosion étant située à environ 1 m seulement sous la surface, et ceci dans un milieu de mud flat associé en général à de forts taux de sédimentation. La base des carottes est datée à environ 6500 ans cal. BP. Il semble donc indispensable de confronter les données sismiques aux résultats sédimentologiques et chronologiques afin de comprendre la géométrie du prisme sédimentaire dans ce sous-secteur. Par ailleurs, la datation ayant été réalisée sur des hydrobies (ce matériel n'est pas favorable à la datation car ces organismes vivent dans un milieu soumis à des influences marines et continentales), la validité du résultat peut être discutée.

En résumé, le secteur « baie » possède un fort potentiel de préservation des séquences sédimentaires (Figure IV-51). Celles-ci sont associées à la période fini-holocène de haut niveau marin et témoignent du fonctionnement hydro-sédimentaire du secteur au cours de cette période. Les séquences préservées se développent à une échelle de temps millénaire et enregistrent à leurs bases des surfaces d'érosion dont l'origine peut être liée à des crises climatiques majeures (ravinement par la houle). Les sédiments reconnus à la base des carottes les plus distales à la côte, correspondent, d'après leurs âges à des dépôts de cortège transgressif. La confrontation de ces résultats aux données sismiques apportera de nouvelles interprétations sur la stratigraphie générale du secteur.

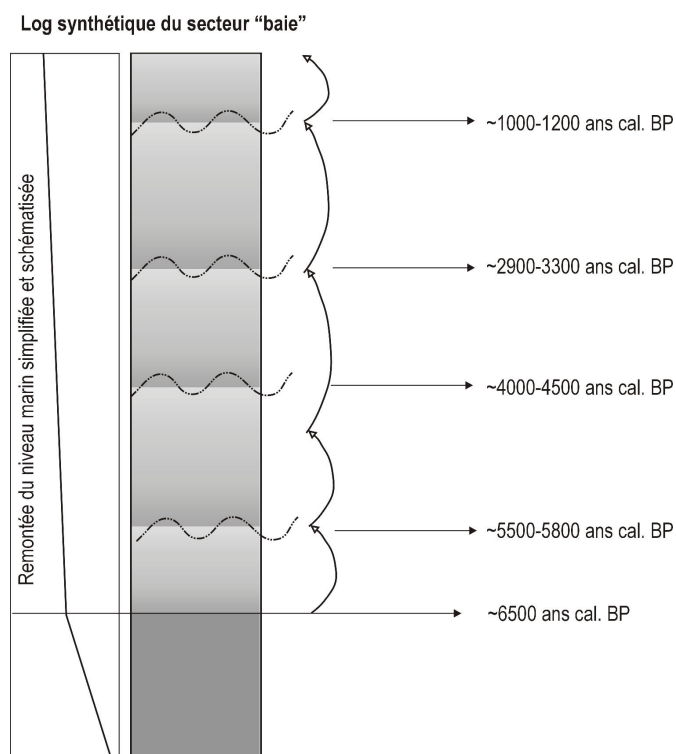


Figure IV-51 : Log synthétique illustrant la chronologie des séquences sédimentaires décrites dans le secteur « baie ».

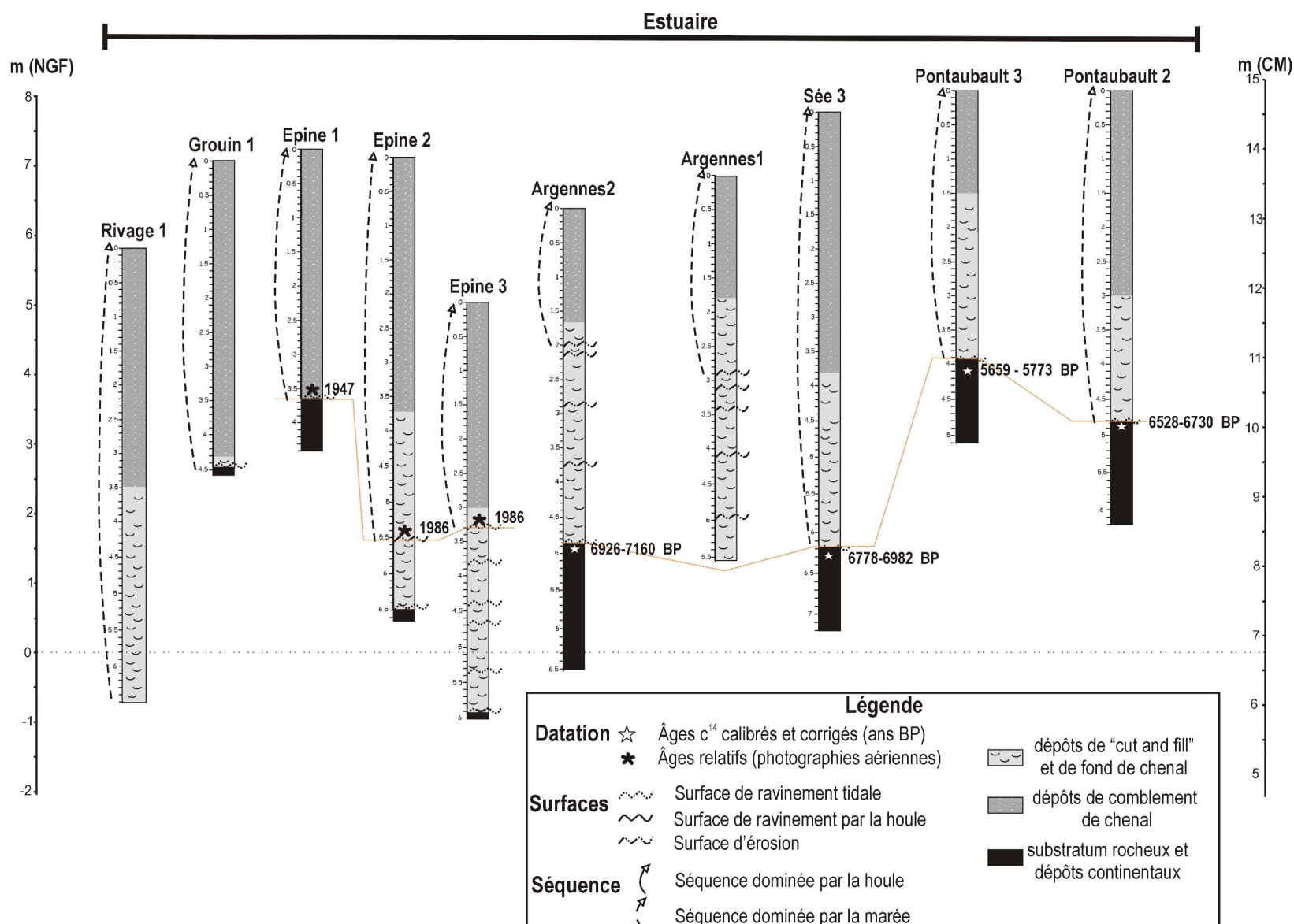


Figure IV-52 : Représentation synthétique des carottes de la zone estuarienne associée aux données chronologiques des séquences sédimentaires

IV-5.2 Chronologie des séquences sédimentaires dans le secteur estuarien

Du fait de la rareté des coquilles marines dans les dépôts sédimentaires de l'estuaire interne, seuls quatre datations au radiocarbone ont été réalisées sur des niveaux tourbeux présents à la base de plusieurs carottes (Figure IV-52). Ces niveaux appartiennent au faciès Fs_{II} (dépôts continentaux). Les âges obtenus sont compris entre 5659-5773 ans cal. BP (Pontaubault 3) et 6926-7160 ans cal. BP (Argennes 2) et indiquent que ces dépôts tourbeux sont contemporains. Ils sont tronqués par une surface de ravinement tidale sur laquelle repose une unique séquence de comblement de chenal (cf. chapitre IV-3.4).

Du fait de l'absence d'autres dates, une comparaison de photographies aériennes permet d'apporter des informations chronologiques complémentaires en étudiant l'évolution morphologique de l'estuaire interne (Gué de l'Epine) entre 1947 et 2002 (Figure IV-53).

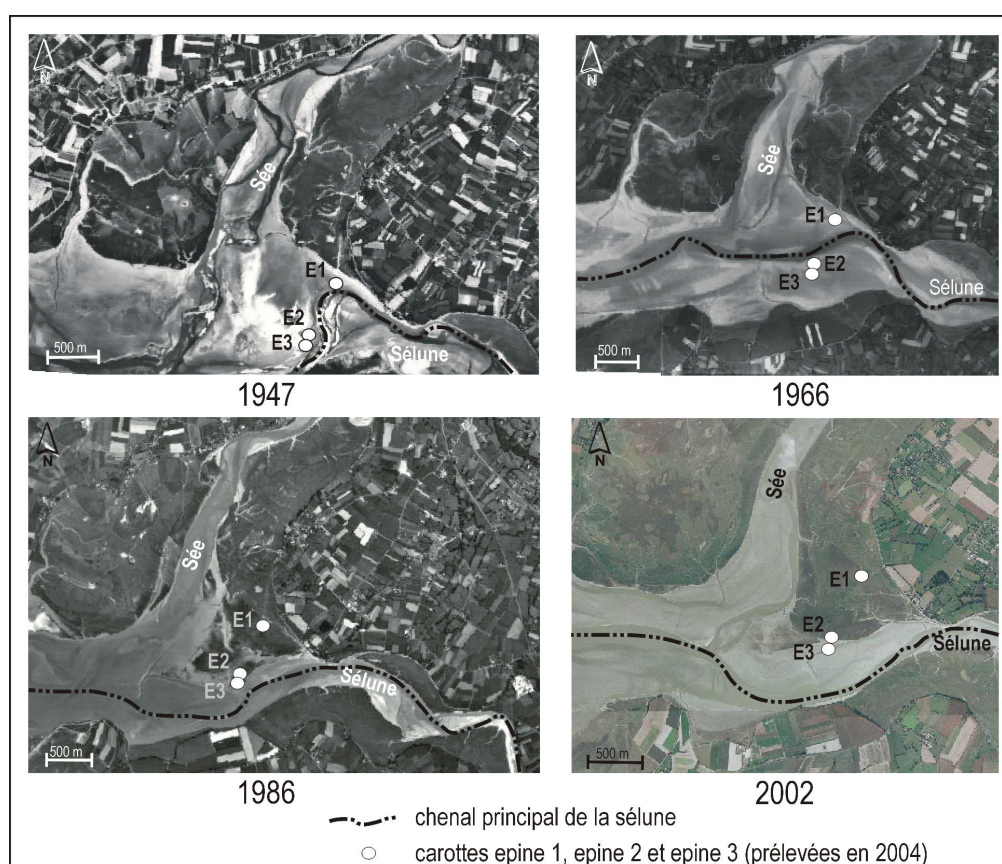


Figure IV-53 : Comparaison de photographies aériennes illustrant les variations de position du chenal tidal principal du système estuarien interne (Gué de l'Epine). Les positions des carottes prélevées dans le secteur sont représentées par des cercles blancs sur chaque photo . (Photos aériennes © IGN 1947, 1966, 1986, 2002.)

En 1947 et 1966, l'axe principal du chenal de la Sélune était localisé au Nord de la zone, à proximité des sites d'échantillonnage des carottes Epine. Les photos aériennes mettent en évidence la migration de l'axe du chenal vers le Sud, engendrant au Nord le comblement de la zone intertidale. Par conséquent la séquence de comblement de chenal enregistrée, s'est déposée après 1947 pour la carotte Epine 1 et après 1986 pour les carottes Epine 2 et Epine 3 (Figure IV-54).

Log synthétique du secteur estuarien

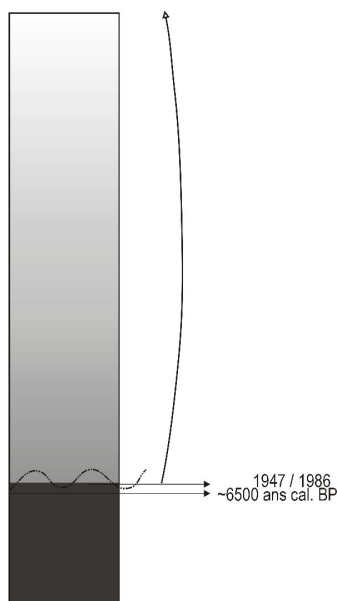


Figure IV-54 : Log synthétique illustrant la chronologie des séquences sédimentaires décrites dans le secteur estuarien.

En résumé, dans le secteur de l'estuaire interne, l'unique séquence de comblement de chenal enregistrée (seule représentation de la séquence sédimentaire holocène complète) est liée à la dernière phase de migration et représente un intervalle de temps de l'ordre de la dizaine à la centaine d'année (Figure IV-54).

IV-5.3 Chronologie des séquences sédimentaires dans le secteur du littoral NE

6 datations au radiocarbone réalisées sur les carottes St Jean 1 et St Jean 2 présentent des âges compris entre 8192-8382 ans cal. BP et 794-953 ans cal. BP (Figure IV-55).

A la base de St Jean 2, le niveau tourbeux indique un âge proche de 8200 ans cal. BP. 70 cm au dessus, un autre fin niveau tourbeux présente un âge du même ordre (7958-8162 ans cal. BP). Dans la carotte St Jean 1, les cycles sédimentaires d'arrière barrière indiquent des âges compris entre 5912-6179 ans cal. BP et 794-953 ans cal. BP. Ces informations chronologiques signifient que ces cycles sédimentaires appartiennent à la période fini-holocène (conditions de haut niveau marin). En combinant les données de datation des carottes St Jean 1 et St Jean 2, les différents âges montrent que les cycles sédimentaires enregistrées dans cette zone se sont mis en place à une échelle de temps de l'ordre du millénaire.

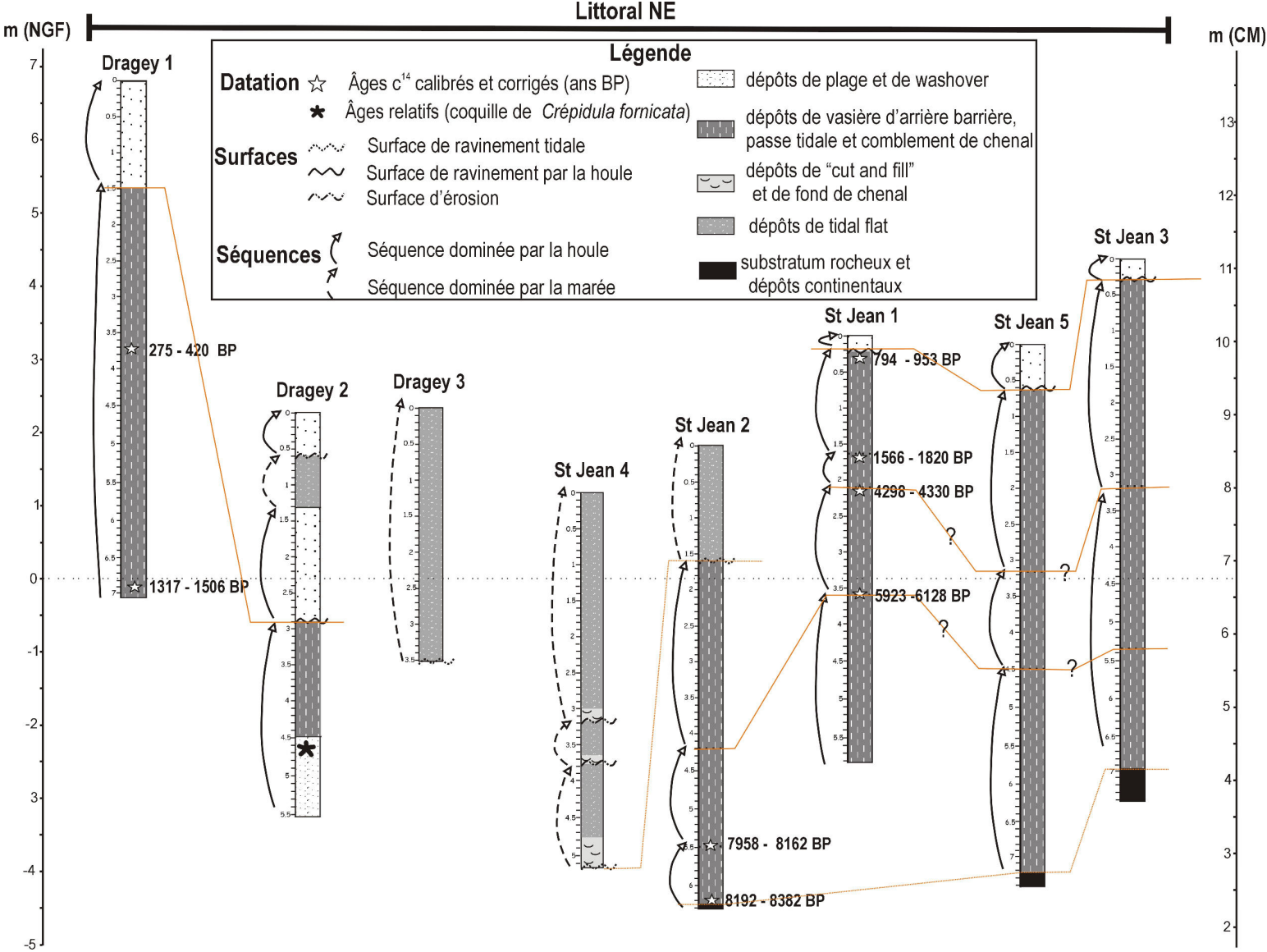


Figure IV-55 : Représentation synthétique des carottes du littoral NE associée aux données chronologiques des séquences sédimentaires

Sur la carotte Dragey 1, les datations ^{14}C ont été réalisées sur deux échantillons de coquilles marines. Les résultats indiquent des âges compris entre 1317-1506 ans cal. BP (à la base du faciès lié à la passe tidale) et 275-420 ans cal. BP (à la base du faciès de vasière d'arrière barrière). Ces âges sont en accord avec l'échelle de temps d'ordre millénaire décrit dans les carottes de St Jean. Dans la carotte Dragey 2, une coquille entière de *Crépidula fornicata* (Linné) a été identifiée à -4,6 m de profondeur. Ce gastéropode est une espèce invasive introduite en Europe au cours de la seconde guerre mondiale et dans la Baie du Mont-Saint-Michel dans les années 70 (Blanchard, 1995 ; Ehrhold *et al.*, 1998). Par conséquent, les 4 m de dépôts sédimentaires présents au dessus de la coquille sont nécessairement plus jeunes et associés à la construction de la flèche sableuse actuelle. Ce résultat montre que l'évolution de la flèche est caractérisée par la construction et la migration de crochons sédimentaires à une échelle de temps d'ordre décennale.

En résumé, les carottes de St Jean présentent un fort potentiel de préservation des séquences sédimentaires et du temps, matérialisé par une succession de plusieurs séquences de comblement de vasière d'arrière barrière à une échelle de temps d'ordre millénaire, similaires à celle des séquences identifiées dans le secteur « baie » (Figure IV-56). En revanche, les carottes de Dragey enregistrent la mise en place du système de flèche sableuse depuis environ 1000 ans. L'ensemble du système s'est mis en place selon une succession de périodes de construction et de migration de crochons sédimentaires à une échelle de temps décennale.

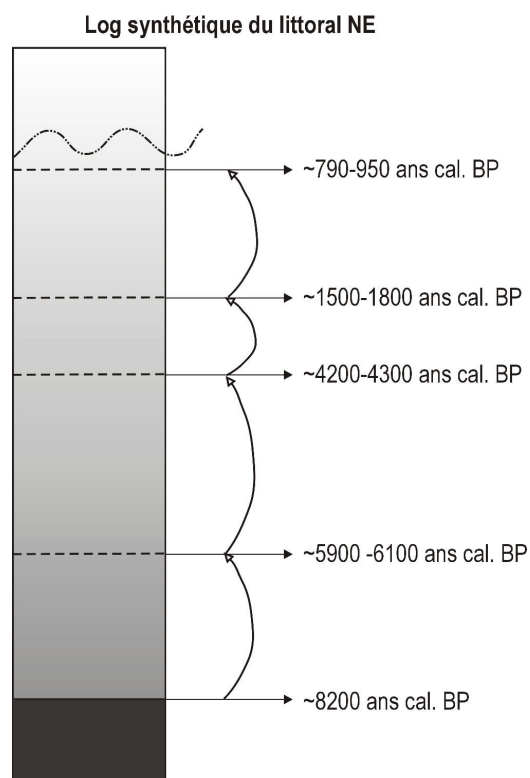


Figure IV-56 : Log synthétique illustrant la chronologie des séquences sédimentaires décrites dans le secteur littoral NE.

Conclusion Partie 2

L'ensemble de ces résultats sismiques et sédimentologiques permet de mettre en évidence plusieurs géométries et des modèles de faciès différents selon les environnements de dépôt :

- 1) dans le secteur « baie » : une géométrie progradante puis aggradante ; plusieurs séquences sédimentaires d'origine commune (séquences de tempêtes en domaine de tidal flat ou de comblement d'incision tidale) empilées depuis 6500 ans BP et montrant un fort potentiel de préservation ;
 - 2) 2) dans le système estuarien : une géométrie aggradante puis fortement chenalisante ; une séquence unique de remplissage dans le domaine estuarien interne (comblement chenal tidal) représentant un potentiel de préservation du temps minimal (échelle de temps décennale à centennale) ;
 - 3) 3) le long du littoral NE de la Baie : une géométrie aggradante puis chenalisante ; des cycles sédimentaires successifs de comblement de dépressions d'arrière barrière se succédant depuis 6500 ans BP et montrant un fort potentiel de préservation. A ces trois systèmes s'ajoute la géométrie progradante des bancs sableux présents à l'entrée nord-est de la Baie et dont l'architecture complexe enregistre plusieurs étapes d'édification. Il s'agit maintenant de replacer l'ensemble de ces informations dans un cadre stratigraphique à l'échelle du bassin, en définissant les différents cortèges de dépôts et leur signification en terme d'évolution environnementale. Cette synthèse est présentée dans le prochain chapitre (V) avec une corrélation des données sismiques et sédimentologiques. Ensuite les différents changements environnementaux seront interprétés et associés à une dynamique générale d'évolution côtière : Existe-t-il un modèle de remplissage sédimentaire pour ce type d'environnement mégatidal ? Quels sont les agents de forçages responsables de ces modifications du paysage ? Existe-t-il une récurrence de ces changements environnementaux, quelle sont leurs origines ? Ces questions seront traitées dans le chapitre VI de discussion.
-

Partie 3

Cette dernière partie présente l'organisation stratigraphique du remplissage sédimentaire de la Baie du Mont-Saint-Michel au cours de la période holocène. Le chapitre V concerne la corrélation des résultats sismiques THR avec les résultats sédimentologiques, et présente l'interprétation de la stratigraphie séquentielle du remplissage sédimentaire holocène de la Baie. Le chapitre VI discute des différentes spécificités de cette organisation stratigraphique par comparaison avec d'autres environnements littoraux macrotidaux. La discussion finale porte sur l'origine de la mise en place et la préservation des différentes séquences sédimentaires mises en évidence dans le remplissage de la Baie et qui traduisent l'évolution environnementale holocène de ce bassin sédimentaire soumis à une transgression marine depuis 8000 ans.

Chapitre V : Interprétations et organisation stratigraphique du remplissage sédimentaire de la Baie du Mont-saint-Michel

Chapitre VI : Discussion

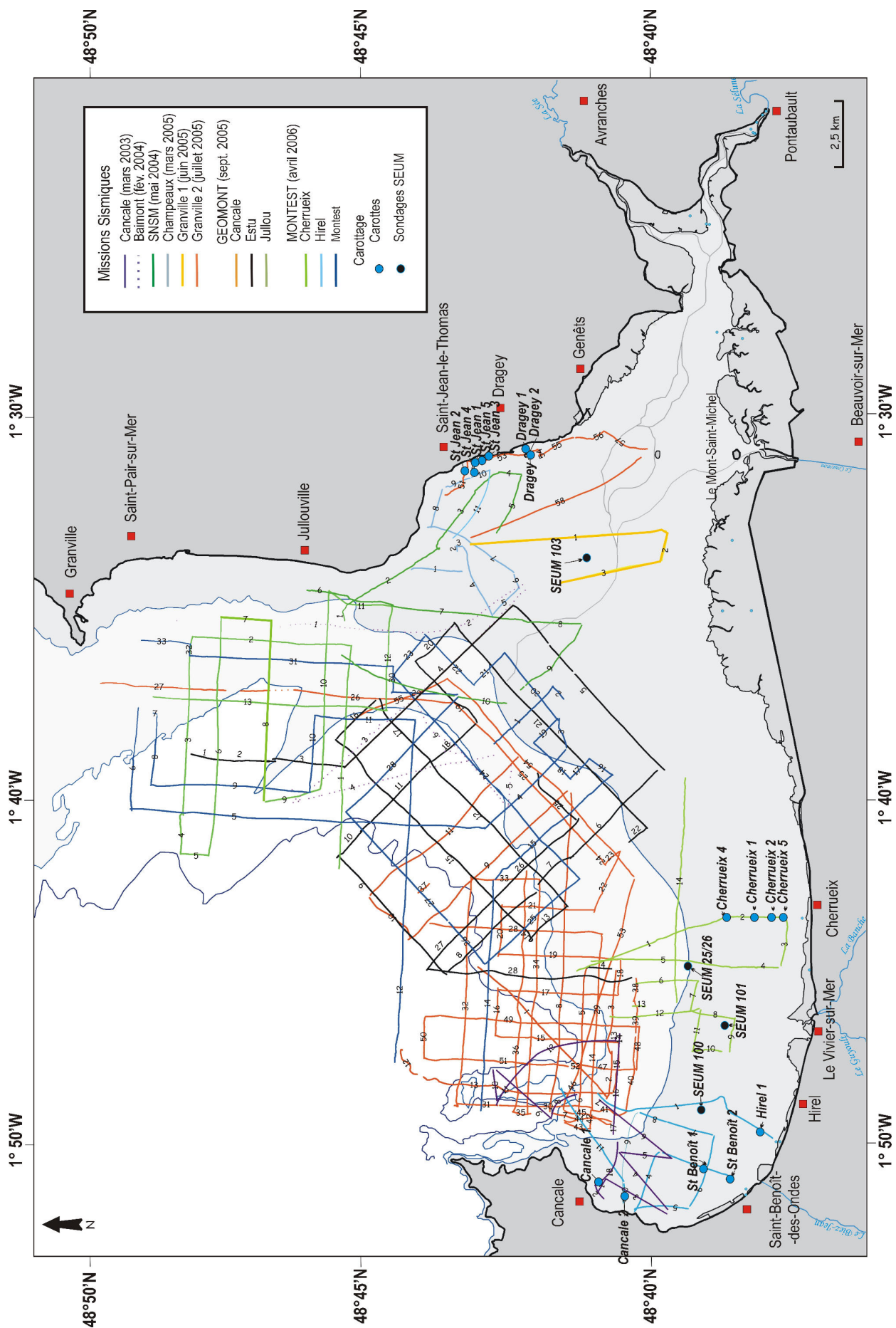
Chapitre V

Interprétations et organisation stratigraphique du remplissage sédimentaire de la Baie du Mont-Saint-Michel

V-1 Introduction	179
V-2 Corrélations sismique / carottes dans le secteur « baie »	181
V-2.1 Rappel sur la géométrie des corps sédimentaires	181
V-2.2 Corrélation sismique / carotte	182
V-2.3 Synthèse	187
V-3 Corrélations sismique / carottes dans le secteur estuarien	187
V-3.1 Rappel sur la géométrie des corps sédimentaires	187
V-3.2 Corrélation sismique / carotte	188
V-3.3 Synthèse	188
V-4 Corrélations sismique / carottes dans le secteur Littoral NE	189
V-4.1 Rappel sur la géométrie des corps sédimentaires	189
V-4.2 Corrélation sismique / carotte	189
V-4.3 Synthèse	191
V-5 Stratigraphie séquentielle du remplissage de la Baie du Mont-Saint-Michel	192

V-1 Introduction

Malgré les difficultés d'accès nautique pour l'acquisition géophysique dans la Baie du Mont-Saint-Michel, plusieurs profils sismiques ont pu être réalisés dans les zones intertidales, à l'aplomb d'une dizaine de carottes, ce qui permet de calibrer les unités sismiques (Figure V-1). Les carottes ont permis d'interpréter les unités sismiques sommitales (U4, U/34 et parfois U3) en terme d'environnement de dépôt. Néanmoins, leur longueur de 8 mètres ne suffit pas à atteindre les unités basales U2 et U1. Cependant des données de sondages rotatifs et à la lance sont disponibles sur le domaine intertidal inférieur de la Baie du Mont-Saint-Michel (Figure V-2). Ils ont été acquis en 1951 par le SEUM (Service d'Etudes des Usines Marémotrices, EDF) lors du projet d'installation d'une usine marémotrice entre St Malo, Chausey et Granville. Les sondages du SEUM ne sont jamais éloignés à plus de 200 m d'un profil sismique et ont ainsi pu être utilisés pour des corrélations entre sismique et carottes (Figure V-1).



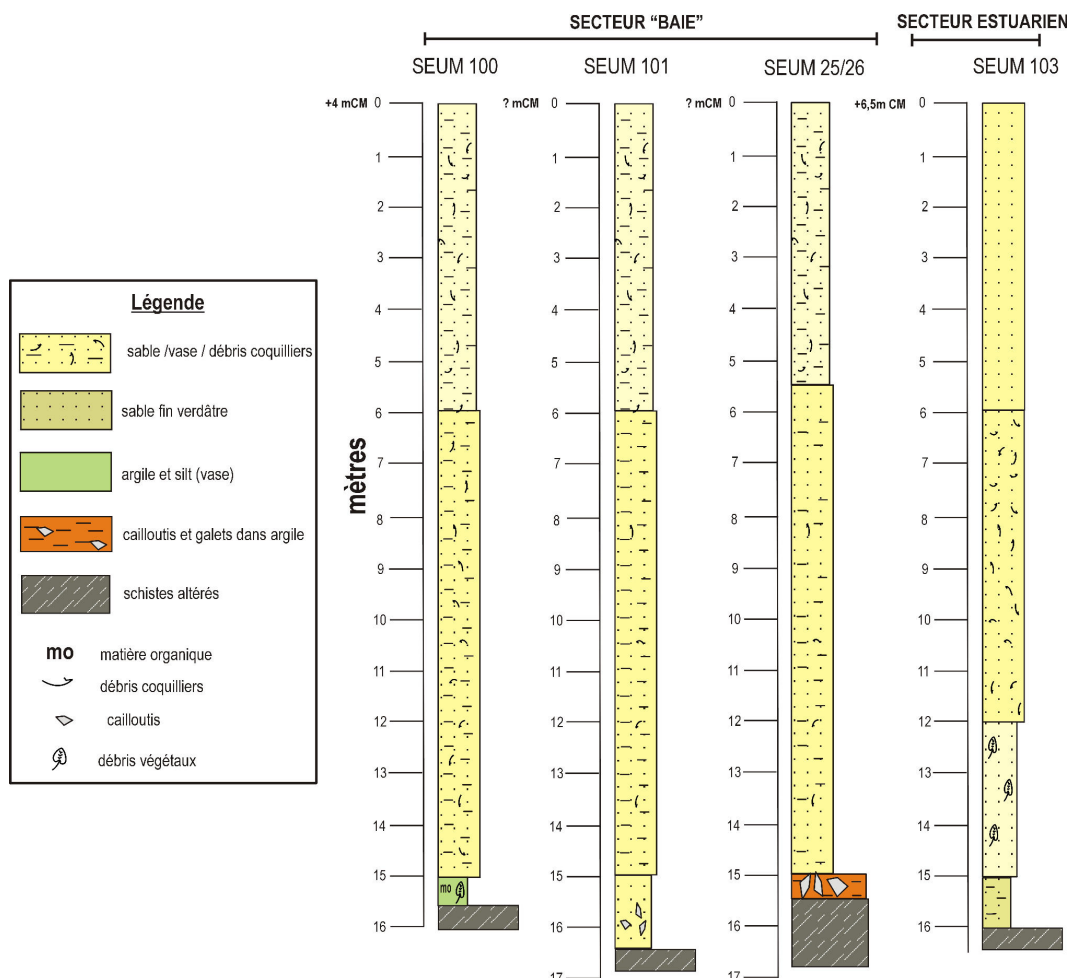


Figure V-2 : Lithologie des sondages à la lance réalisés par le SEUM (Service d'Etudes des Usines Marémotrices, EDF) dans les secteurs « baie » et estuarien de la baie du Mont-Saint-Michel en 1951.

V-2 Corrélations sismique / carottes dans le secteur « baie »

V-2.1 Rappel sur la géométrie des corps sédimentaires

Le secteur « baie » présente plusieurs types de géométries liées à la dynamique du milieu de dépôt. C'est dans ce secteur que les unités basales **U1** et **U2** sont le mieux représentées et se caractérisent par une géométrie **lenticulaire**. Le passage entre les unités **U2** et **U3**, matérialisé par une géométrie **progradante**, est progressif. **U3** montre localement une géométrie aggradante. L'unité sommitale **U4** présente quant à elle plusieurs géométries ; elle est globalement **aggradante** au Sud et **progradante** au Nord avec la présence du banc des Corbières. Le passage entre **U3** progradante à **U4** aggradante se fait par l'intermédiaire d'une unité de transition **U3/4** de géométrie ondulée (Chapitre III, p 48-63).

Les carottes réalisées dans le secteur « baie » permettent de calibrer principalement **U4** à plusieurs endroits. Là où **U4** est de faible épaisseur, certaines carottes apportent également des informations lithologiques sur les unités **U3/4** et **U3**. Les unités basales **U2** et **U1** ont pu être calibrées en utilisant des données des sondages du SEUM.

V-2.2 Corrélation sismique / carotte

Les corrélations entre profils sismiques et carottes permettent d'interpréter en terme d'environnement de dépôt ou de lithologie le sand flat de Cherrueix, le mixed flat de Hirel et Saint-Benoît-des-Ondes et le mud flat de Cancale (Figure V-1 et Figure V-3).

- L'unité sismique U1, seulement présente dans les incisions du substratum (U0) et toujours illustrée par un faciès acoustique transparent à chaotique, correspond à des schistes altérés (galets schisteux dans une matrice argileuse verdâtre compacte) ou à des dépôts de marais ou fluviaux (cailloutis, argile, débris tourbeux) (Figure V-3 B, C et D).

- L'unité sismique U2 est la plus difficile à corréler avec les données sédimentaires. La géométrie lenticulaire et la présence de zones acoustiques sourdes ne permettent pas de déterminer précisément les limites de l'unité sur les profils sismiques Hirel 01 et Cherru 05 (Figure V-3 B, C et D). Cependant selon la description des sondages SEUM 101, 100 et 25/26, il est probable que cette unité corresponde à des dépôts sableux grossiers contenant plus ou moins de débris coquilliers (Figure V-2 et Figure V-3 B, C et D).

- L'unité sismique U3, représentée le plus souvent par des faciès transparents ou par des réflecteurs obliques, est présente à la base des carottes Cancale 1, St Benoît 1 et Cherrueix 4 et peut aussi être observée le long des sondages (Figure V-3 A, B, C, D, E et G). U3 correspond à des faciès sableux contenant plus ou moins de débris coquilliers. La nature des sédiments qui la composent ainsi que la géométrie de U3 impliquent des conditions de dépôts de haute énergie associées à des apports sédimentaires importants. D'autre part, la transition entre U3 et U4 est datée à environ 6500 ans cal. BP sur les carottes de Cherrueix 4 et de Cancale 1 et St Benoît 1 (Figure V-3 A, E et G).

- L'unité U3/4 peut être calibrée par les données sédimentaires des carottes de Cancale et de Cherrueix et correspond à des dépôts sablo-argileux (Figure V-3 A et G).

- L'unité sismique superficielle U4 est identifiée sur l'ensemble des prélèvements sédimentaires. Comme pour sa géométrie, la nature lithologique de U4 diffère selon les milieux de dépôts.

A l'Est du secteur (Cherrueix), U4 correspond à des dépôts sablo-silto-argileux organisés selon des séquences granodécroissantes (Figure V-3 A). La base érosive de chacune de ces séquences est souvent marquée par des réflecteurs de plus forte amplitude. La zone acoustique plus transparente dans la partie Nord du profil (~18 mstd) s'explique par la présence de dépôts sableux homogènes (carottes Cherrueix 1 et 4) ne générant donc pas de fort contraste d'impédance acoustique. Les âges ¹⁴C mettent en évidence des lignes-temps le long des réflecteurs subhorizontaux et parallèles.

Plus à l'Ouest, au niveau du mixed flat, la corrélation entre la carotte Hirel1 et le profil sismique Hirel 01 permet de rattacher les dépôts sédimentaires déstructurés (faciès de banquette/seillon) à un faciès acoustique plus ou moins chaotique (Figure V-3 D).

Au niveau de St Benoît-des-Ondes, la géométrie aggradante de U4 peut être attribuée aux dépôts argilo-silteux lités de la carotte St Benoît 2 (Figure V-3 E). Par ailleurs, la base de St Benoît 2 (fond de chenal) ainsi que les dépôts de St Benoît 1 (comblement de chenal) sont associés aux géométries de chenaux qui caractérisent le fond de la baie de Cancale. La granocroissance observée au sommet des carottes et qui correspond à la dernière phase de mise en place de U4, est datée à 1049-1232 ans cal. BP.

Au niveau du mud flat de Cancale, la géométrie aggradante de U4 et les faciès argileux bioturbés présents dans les carottes, témoignent des conditions de dépôt de faible énergie. Cependant, les minces lits sablo-coquilliers observés dans les successions sédimentaires et corrélés à des réflecteurs de plus forte amplitude en sismique, matérialisent des événements de plus haute énergie (en rouge sur la Figure V-3 F).

La corrélation entre le profil sismique Hirel 10 et la carotte Cancale 2 permet d'associer la grande surface de ré-incision visible sur le profil, à la surface d'érosion et au niveau à hydrobies dans la carotte (Figure V- F). L'association des données sédimentaires et de la géométrie d'ensemble de cette surface d'érosion montre qu'il s'agit d'un événement majeur qui s'est produit au cours de la mise en place de U4 c'est à dire après 6500 ans cal. BP.

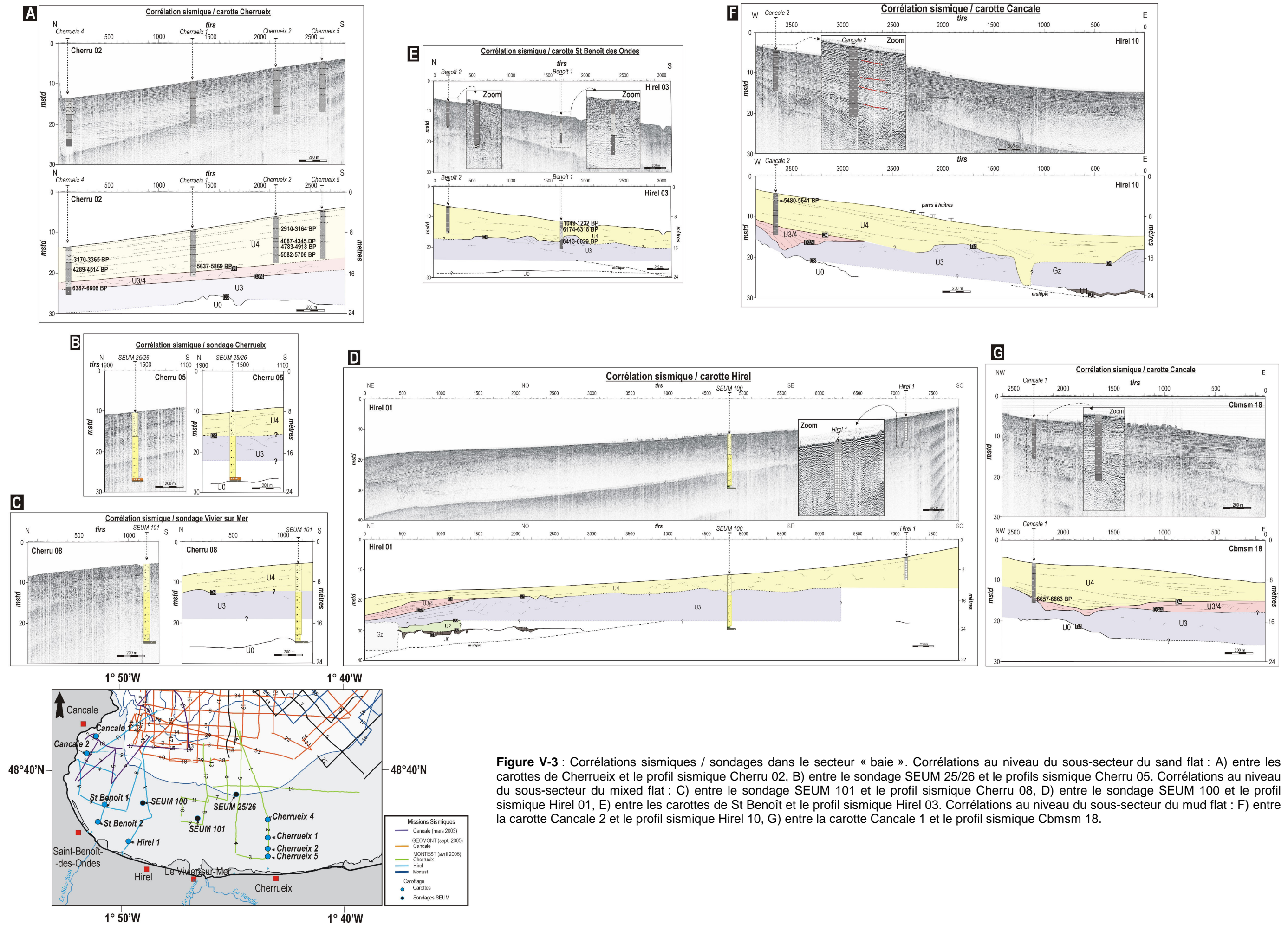


Figure V-3 : Corrélations sismiques / sondages dans le secteur « baie ». Corrélations au niveau du sous-secteur du sand flat : A) entre les carottes de Cherrueix et le profil sismique Cherru 02, B) entre le sondage SEUM 25/26 et le profil sismique Cherru 05. Corrélations au niveau du sous-secteur du mixed flat : C) entre le sondage SEUM 101 et le profil sismique Cherru 08, D) entre le sondage SEUM 100 et le profil sismique Hirel 01, E) entre les carottes de St Benoît et le profil sismique Hirel 03. Corrélations au niveau du sous-secteur du mud flat : F) entre la carotte Cancale 2 et le profil sismique Hirel 10, G) entre la carotte Cancale 1 et le profil sismique Cbmsm 18.

V-2.3 Synthèse

L'interprétation des différentes unités sismiques en terme de lithologie et d'environnement de dépôt est récapitulée sur le Tableau V-1.

SECTEUR "BAIE"

Unités sismiques et discontinuités	Géométries	Lithologie et milieux sédimentaires	Âges (^{14}C cal. BP)
U4	 aggradant aggradant, chenalisant Corbières progradant	→ tidal flat: sand-, mixed-, mud flat (0) → chenaux tidaux (1) → système banquette / seillon (2) → Bancs sableux (3)	 ~1000 - 1200 ans BP ~2900 - 3300 ans BP ~4000 - 4500 ans BP ~5500 - 5800 ans BP
D4			
U3/4	 ondulé à aggradant		~6500 ans BP
D3/4			
U3	 progradant	→ bancs sableux: sable moyen à grossier à passées argileuses	: surface d'érosion
D3			
U2	 Lenticulaire faciès acoustique chaotique à transparent	→ sable grossier	
D2			
U1	 lenticulaire (comble les incisions du substratum) faciès acoustique chaotique à transparent	→ argile compacte avec traces de lignite avec cailloutis → schistes altérés	
D1			
U0	 SUBSTRATUM ROCHEUX		

Tableau V-1 : Synthèse des corrélations sismique / carotte dans le secteur « baie ». Chaque unité sismique est définie selon sa géométrie et est interprétée en terme d'environnement de dépôt. Les âges ^{14}C permettent de resituer le cadre chronologique des unités.

V-3 Corrélations sismique / carottes dans le secteur estuarien

V-3.1 Rappel sur la géométrie des corps sédimentaires

Le secteur estuarien se caractérise par une architecture moins complexe que celle du secteur « baie ». Les unités basales **U1** et **U2** à géométrie **lenticulaire** sont rarement présentes. **U3** est caractérisée par une géométrie **aggradante** avec une terminaison en downlap vers le large. L'unité **U4** présente aussi une géométrie **aggradante**, caractérisée par une terminaison en downlap sur la limite D4 vers le large. Vers le Sud (système interne de l'estuaire), U4 passe latéralement à U5. **U5** se caractérise par une géométrie **chenalisante** et par une surface érosive à la base. Cette unité sommitale correspond à la ceinture chenalisante du système estuarien actuel (Chapitre III, p 64-72).

V-3.2 Corrélation sismique / carotte

Les carottes prélevées dans le système estuarien se situent dans le système interne (là où il a été impossible de faire de la sismique). Par conséquent il n'y a pas de corrélations entre les données sismiques et les données sédimentaires. Cependant, le sondage SEUM 103, réalisé au Nord Ouest de l'îlot Tombelaine (Figure V-1) est situé à environ 150 m de deux profils sismiques. Une corrélation entre le sondage SEUM 103 et le profil Gran 03 a été tentée. Même si la mauvaise image sismique (diffusion du signal dans les sables thixotropiques) ne permet pas une très bonne corrélation, quelques informations lithologiques peuvent cependant être extraites (Figure V-4) :

- Les unités inférieures (U3 voire U2 et U1) se composent d'après le sondage, de dépôts silto-argileux plus ou moins organiques. Ce contenu explique la présence de gaz qui caractérise U3.
- L'unité U4 est probablement composée de sables à débris coquilliers.
- L'unité U5 est composée dans cette zone de sable moyen massif.

Les carottes prélevées dans le système interne correspondent à l'unité sismique U5 et illustrent sa géométrie chenalisante. Ces carottes présentent à leur base soit le substratum rocheux altéré soit des dépôts fluviatiles, ce qui signifie que l'unité U5 représente l'ensemble du prisme sédimentaire dans cette zone et correspond à des comblements de chenaux tidaux divagants.

V-3.3 Synthèse

La corrélation entre les données sismiques et les données sédimentaires met en évidence la progradation du système estuarien vers le Nord. Au Sud, dans le domaine interne, l'unité chenalisante U5 occupe tout l'espace disponible, comme en témoignent les descriptions de carotte. La surface d'érosion à la base de U5 (D5) correspond donc à la surface de ravinement tidal. La confrontation des données géophysiques et sédimentaires a permis de calibrer les unités sismiques d'un point de vue lithologique, cette information est synthétisée dans le Tableau V-2.

Corrélation sismique / sondage estuaire

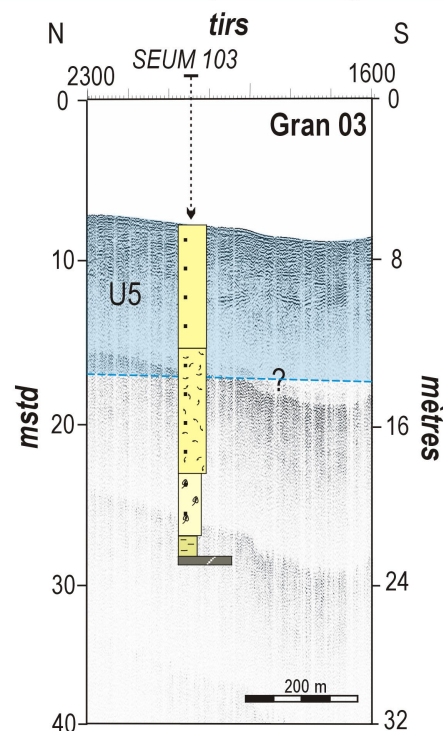


Figure V-4 : corrélation sismique / sondage dans le secteur estuarien entre le profil sismique Gran 03 et le sondage SEUM 103.

SECTEUR ESTUARIE

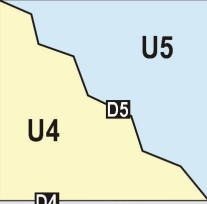
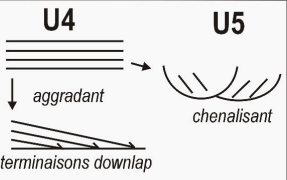


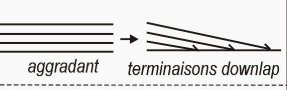
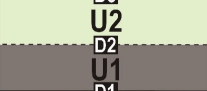


Unités sismiques et discontinuités	Géométries	Lithologie et milieux sédimentaires	Âges (^{14}C cal. BP)
		<p>progradation de tidal flat</p> <p>système de bancs et chenaux tidaux</p> <p>→ comblement de chenal tidal (1)</p> <p>→ banc sableux (barre de méandre) (2)</p> <p>→ mise en place de milieux supratidaux (3)</p>	
		<p>→ sables coquilliers</p>	<p>années "1947 / 1986"</p> <p>~ = surface d'érosion</p>
	<p>?</p> <p>zone acoustiquement sourde</p> <p>?</p> <p>zone acoustiquement sourde</p>	<p>→ sable fin vaseux avec traces de lignite</p> <p>→ dépôts fluviaux (tourbe)</p> <p>→ schistes altérés</p>	<p>5600 - 7200</p>
		<p>SUBSTRATUM ROCHEUX</p>	

Tableau V-2 : Synthèse des corrélations sismique / carotte dans le secteur estuarien. Chaque unité sismique est définie selon sa géométrie et est interprétée en terme d'environnement de dépôt. Les âges ^{14}C permettent de dater les unités stratigraphiques.

V-4 Corrélations sismique / carottes dans le secteur Littoral NE

V-4.1 Rappel sur la géométrie des corps sédimentaires

Le secteur du littoral Nord Est correspond à deux types d'architecture :

- Le littoral de Saint-Jean-le-Thomas correspond à la bordure Est du prisme sédimentaire. Il se matérialise par une remontée du substratum rocheux et des terminaisons en onlap des unités sismiques sur ce dernier.
- Les données sismiques acquises entre le massif de Champeaux et Granville correspondent à l'architecture du prisme sédimentaire à l'entrée Nord Est de la Baie du Mont-Saint-Michel.

Le long du littoral de Saint-Jean-le-Thomas, l'unité basale **U1** est **lenticulaire** et rarement présente. L'unité **U3** est présente jusqu'à 0 m CM et est caractérisée par un faciès sismique **chaotique** à **transparent**. **U4** se définit par une géométrie **aggradante** mais est tronquée à son sommet par l'unité **U5** correspondant à l'extension vers le Nord de la ceinture **chenalisante** du système estuarien.

L'entrée de la Baie présente quant à elle une architecture simple avec à la base, l'unité **U3** **aggradante**, peu épaisse et aplanie à son sommet par l'unité sommitale **U4**. **U4** présente dans ce sous-secteur une géométrie **progradante** avec la présence de nombreux grands bancs (Chapitre III, p 75-87).

V-4.2 Corrélation sismique / carotte

Etant donné que les prélèvements de carottes ont été effectués dans le sous secteur de Saint-Jean-le-Thomas, les corrélations sismique / carotte présentées dans ce paragraphe sont focalisées sur les carottes St Jean et Dragey.

La corrélation entre le profil sismique Gran 51 et la carotte St Jean 2 permet de calibrer les unités sismiques U1, U4 et U5 (Figure V-5) :

- L'unité U1 à la base du remplissage, correspond aux dépôts tourbeux reposant sur les sables de couverture weichséliens et datés à environ 8200 ans cal. BP. Ces dépôts, par leur nature et leur âge, sont antérieurs à la transgression marine holocène.
- L'unité U4 se compose des dépôts de comblement de vasières d'arrière cordon.
- L'unité sommitale U5, dont la base est de nature érosive, correspond aux dépôts sableux associés au système de chenaux et bancs tidaux. La surface d'érosion marquée sur la carotte correspond à la discontinuité D5 (surface de ravinement tidal).

Corrélation sismique / carotte Saint-Jean-le-Thomas

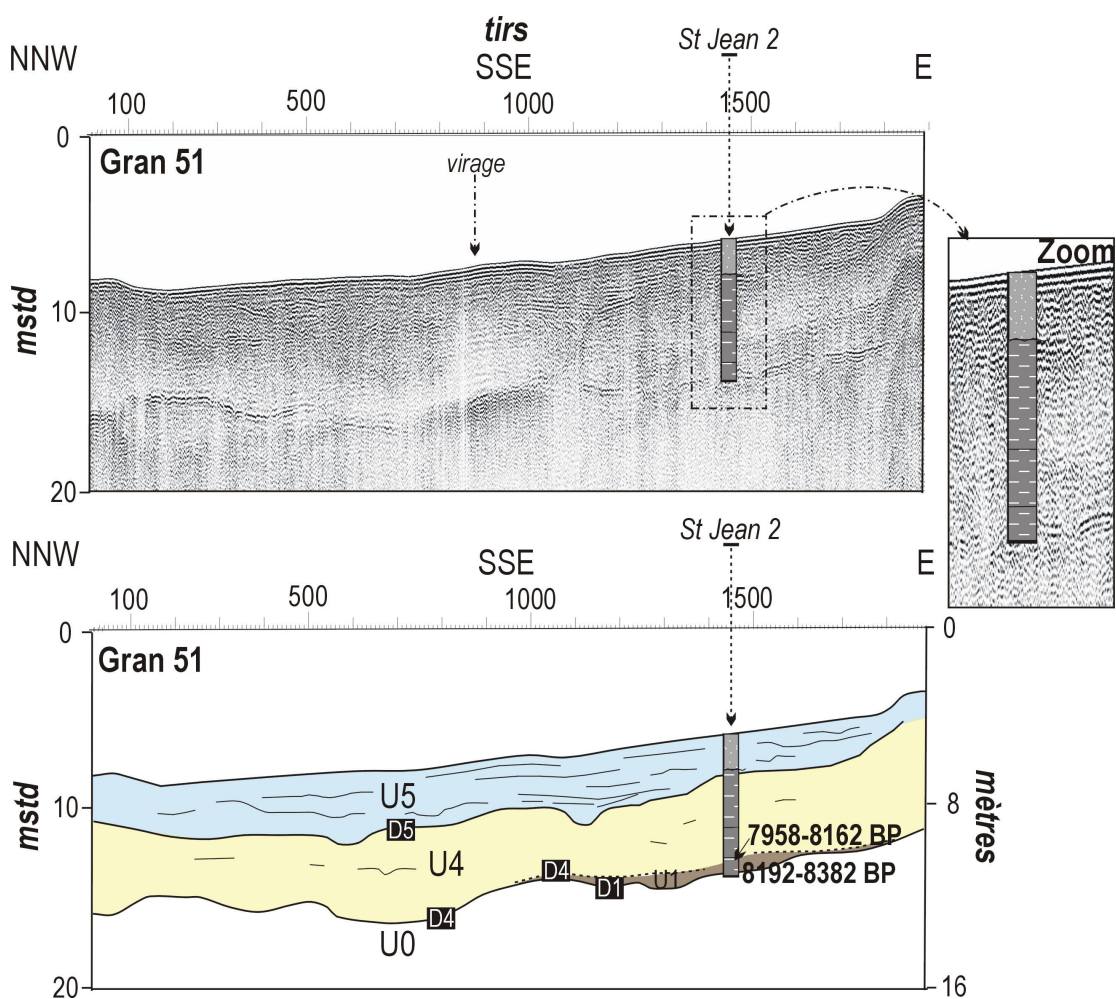
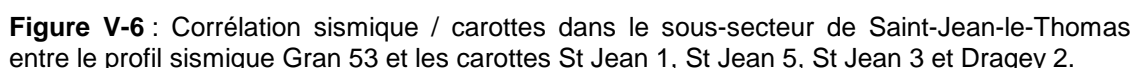


Figure V-5 : Corrélation sismique / carotte dans le sous-secteur de Saint-Jean-le-Thomas entre le profil sismique Gran 51 et la carotte St Jean 2.



Les corrélations entre les données sismiques et les données sédimentaires sont synthétisées dans le Tableau V-3.

Unités simiques et discontinuités	Géométries	Lithologie et milieux sédimentaires	Âges (^{14}C cal. BP)
<p>U4</p> <p>U5</p> <p>D5</p>	<p>U4</p> <p>U5</p> <p>aggradant</p> <p>chenalisant</p> <p>progradant</p>	<p>U5 <u>système de bancs et chenaux tidaux</u></p> <p>U4 <u>comblement de vasières d'arrière cordon</u></p> <p>→ comblement de chenal tidal (1)</p> <p>→ plage, dune, passe tidale, <u>vasière</u> (2)</p> <p><u>bancs sableux tidaux</u></p>	<p>1</p> <p>2</p> <p>— ~ 800 BP</p> <p>— ~ 1700 BP</p> <p>— ~ 4300 BP</p> <p>— ~ 6000 BP</p>
<p>D4</p> <p>U3</p> <p>D3</p> <p>U1 + U2</p> <p>D1, D2</p> <p>U0</p>	<p>aggradant</p> <p>faciès acoustique chaotique à transparent</p>	<p>→ sables moyens à grossiers coquilliers</p> <p>?</p> <p>→ dépôts fluviaux (tourbe)</p> <p>→ schistes altérés</p>	<p>— ~ 8200 BP</p>
	SUBSTRATUM ROCHEUX		

— = dépôts organiques à tourbeux

191

V-5 Stratigraphie séquentielle du remplissage de la Baie du Mont-Saint-Michel

Le prisme sédimentaire de remplissage de la Baie du Mont-Saint-Michel correspond à une séquence de dépôt du 7ème ordre (20 000 ans, Carter *et al.*, 1998), mise en place au cours du dernier cycle glacio-eustatique. A partir des différentes architectures et natures sédimentaires des dépôts présentées précédemment et en se basant sur les concepts de la stratigraphie séquentielle (Vail *et al.*, 1977 ; Dalrymple *et al.*, 1992 ; Carter *et al.*, 1998), plusieurs surfaces stratigraphiques et cortèges de dépôt peuvent être définis. Une synthèse des informations est présentée sur le tableau V-4.

• La limite de séquence (LS)

L'unité U0 représente le substratum schisteux protérozoïque qui a été plus ou moins incisé au cours des différents cycles glacio-eustatiques précédents. Le toit de U0 correspond stratigraphiquement à la limite de séquence (LS).

• Le cortège de bas niveau marin (CBNM)

L'unité U1 comblant les incisions du substratum est composée, d'après les descriptions de sondages, de faciès d'altérite, de sables éoliens weichséliens ou de dépôts fluviaux organiques résultant de la divagation et des dépôts des rivières tardiglaciaires. Ces dépôts sont associés au cortège de bas niveau marin (CBNM). Cependant la formation des tourbes basales, datées généralement vers 8000 ans cal. BP, peut être attribuée à l'élévation du niveau des nappes phréatiques induite au début de la transgression Holocène, tel qu'il a été montré ailleurs (ex : Angleterre, Long *et al.*, 2000).

• La surface de transgression (ST)

La surface de transgression se situe communément au toit des dépôts appartenant au CBNM et à la base des dépôts marins transgressifs. Du fait de la non continuité de l'unité U1, la surface de transgression correspond au toit de U1 ou repose directement sur le substratum et correspond à la discontinuité D2. Cette surface étant définie par une surface de ravinement marin, les tourbes d'eau douce sous-jacentes pourraient être intégrées dans le CBNM (transgressif précoce). La ST peut être corrélée au large, avec le lag sédimentaire du fond de la Manche et tend alors à se confondre avec la limite basale d'action des houles.

• Cortège (intervalle) transgressif (CT)

L'inondation marine associée à une remontée rapide du niveau marin génère une nouvelle accommodation permettant le piégeage des sédiments. La ligne de rivage migre vers la côte et le prisme sédimentaire se met en place avec une géométrie rétrogradante. Les unités U2 et U3, composées essentiellement de dépôts sableux grossiers à débris de coquilles marines, reposent sur l'unité basale U1 ou directement sur le substratum, c'est-à-dire sur la ST. Sur les bordures du bassin, la géométrie de ces unités est en onlap sur la pente du substratum (cf. chap. 3 : Hirel 10 à Cancale et Champeaux 8 à St-Jean-le-Thomas). Cependant, la géométrie des corps sédimentaires diffère selon le milieu de dépôt. A l'Ouest, ces dépôts se présentent sous la forme de bancs progradants impliquant une forte hydrodynamique. Dans l'axe estuarien, la géométrie des dépôts est aggradante avec une terminaison en downlap vers le large. Cette géométrie résulte de l'étalement des dépôts sableux tidaux du large jusqu'à la zone interne de la vallée incisée. Le caractère downlapant du CT pourrait aussi trouver une explication dans le remaniement post-transgression, au cours de la période de haut niveau marin (zone dynamique et peu de sédiments). Les unités U2 et U3 se sont donc mises en place au cours de la remontée rapide du niveau marin et définissent le cortège transgressif.

• Surface d'inondation maximum (SIM)

Vers 6500 ans cal. BP, la vitesse de transgression atteint son maximum, le taux de remontée eustatique diminue, le système estuarien se déploie et l'énergie d'ensemble du milieu diminue (sauf dans l'axe estuarien). Ce changement de conditions de dépôt induit une sédimentation plus fine dans la Baie comme en témoignent les dépôts silto-argileux décrits dans les carottes de Cherrueix 4 et St Benoît 1, reposant sur les sables transgressifs datés à environ 6500 ans cal. BP. Ce changement correspond à la période d'inondation maximum matérialisée par des faciès plus fins. On peut noter que la SIM correspond globalement à la limite supérieure des zones de gaz reconnues dans le système estuarien. En effet, la nature argileuse de ces dépôts implique une surface relativement imperméable qui bloque le gaz au sein des sables transgressifs.

• Cortège de haut niveau marin (CHNM)

Dès lors que le taux de remontée du niveau marin se stabilise (~6000-7000 ans cal. BP ; Fairbanks, 1989 ; Bard, 1996), l'accommodation se réduit et les apports sédimentaires et l'hydrodynamique deviennent prédominants. L'augmentation relative de l'influence de ces facteurs permet la mise en place de systèmes de barrière littorale et initie le comblement des baies et la progradation des systèmes estuariens (Swift et Thorne, 1991 ; Bao *et al.*, 1999 ; Masselink et Hughes, 2003).

Des barrières littorales se mettent en place dans la Baie du Mont-Saint-Michel, le long du littoral NE et du secteur « baie » générant des dépressions d'arrière barrière (Morzadec-Kerfourn, 1974 ; L'Homer *et al.*, 1999). Au devant de celles-ci, l'unité sismique U4, par sa géométrie aggradante illustre le comblement de la « baie » par des dépôts sablo-silto-argileux attribués au comblement du sand-, mixed- et mud flat. Les phases de ré-incisions décrites au sein de l'architecture de U4 dans le secteur « baie » sont directement liées aux surcharges hydrauliques résultant de la vidange exceptionnelle des vasières d'arrière barrière au travers des passes tidales.

Le long du littoral NE, l'unité U4 aggradante se compose de dépôts associés au comblement des marais maritimes à l'arrière de la barrière. Dans l'axe estuarien, U4 présente une géométrie aggradante évoluant latéralement vers U5, dont l'architecture est chenalisante. U5 prograde vers le large et constitue la ceinture chenalisante du système estuarien.

Les géométries des unités U4 et U5 traduisent des conditions de dépôt correspondant à une période de haut niveau marin. Cependant l'architecture de ces dépôts à la bordure du bassin (cf. chap. 3 : Hirel 10 à Cancale et Champeaux 8 à St-Jean-le-Thomas) montre une géométrie en onlap sur le substratum. Elle met donc en évidence le contexte toujours « transgressif » du milieu. L'appartenance des unités U4 et U5 au cortège de haut niveau marin est donc à nuancer un peu. La mise en place de ce cortège s'est opérée sous des conditions de remontée lente du niveau marin, assimilables à des conditions proches d'un contexte de haut niveau marin.

• Surface de ravinement tidale (SRT)

La surface de ravinement tidal est produite par l'érosion du système chenalisant de l'estuaire. Elle se localise sous les corps estuariens et résulte de la forte dynamique tidale. En général, la surface de ravinement tidal ne présente pas d'extension régionale et se cantonne au domaine de la vallée incisée (Zaitlin *et al.*, 1994). Toutefois, étant donné que la Manche correspond à une mer épicontinentale fortement dominée par la marée, la SRT peut être corrélée au large avec le lag sédimentaire du fond de la Manche (Tessier *et al.*, 2006) constituant ainsi une « surface » composite.

• Surface de ravinement par la houle (SRH)

Le système évoluant toujours dans un contexte général transgressif, une surface de ravinement par la houle se développe. Cette surface plus ou moins plane représente la surface de migration des

systèmes de barrières littorales le long du shoreface. A Saint-Jean-le-Thomas, les faibles apports sédimentaires associés à une forte dynamique de houle permettent de mettre en évidence la SRH au devant de la plage (matérialisée par un pavage de galets et une érosion des tourbes affleurantes). La SRH peut être aussi corrélée au large avec le lag sédimentaire du fond de la Manche, avec la limite basale de l'action des tempêtes (Tessier *et al.*, 2006).

L'ensemble des résultats sédimentaires, géométriques et chronologiques permettent de décrire et d'interpréter le remplissage sédimentaire de la Baie du Mont-Saint-Michel et de proposer plusieurs « modèles » d'organisation architecturale selon les principaux secteurs (Figure V-7).

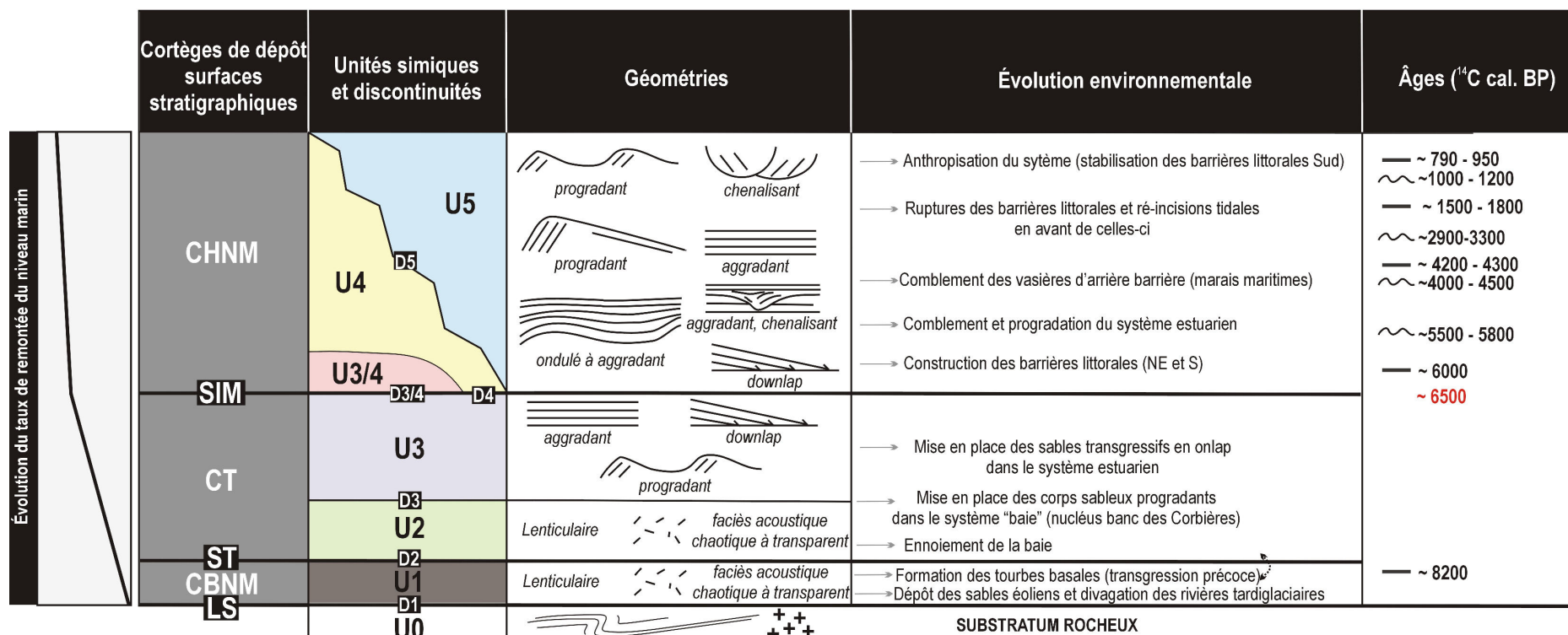


Tableau V-4 : Synthèse de l'organisation architecturale dans la baie du Mont-Saint-Michel et interprétations en termes de stratigraphie séquentielle. Chaque cortège de dépôt est présenté avec les géométries des dépôts qui le composent associées aux évolutions environnementales. Sont associés à cette synthèse : les âges des dépôts (— dépôts organiques et tourbeux ; ~ surface d'érosion) et l'évolution du taux de remontée du niveau marin.

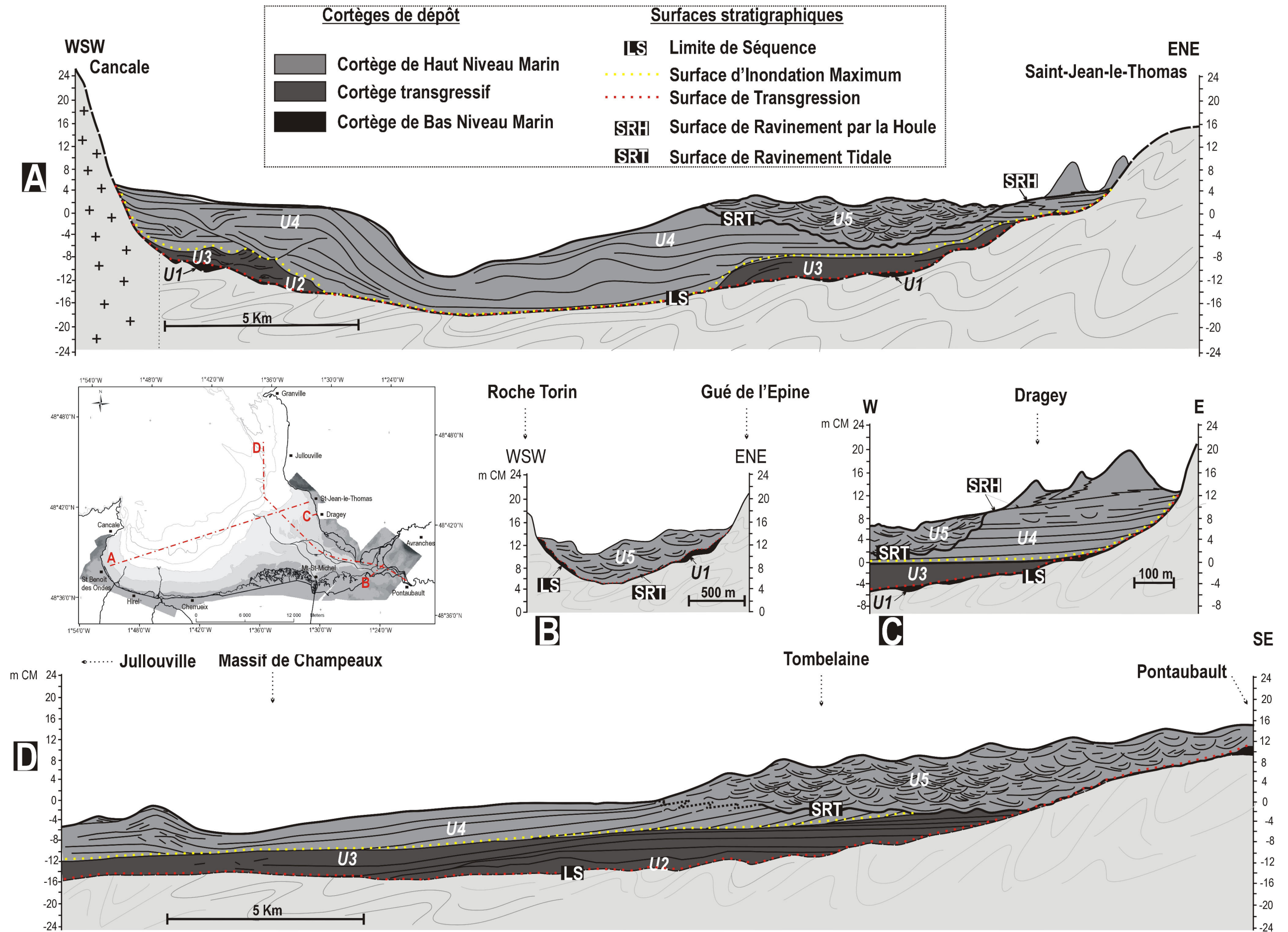


Figure V-7 : Modèles architecturaux du prisme sédimentaire de la baie du Mont-Saint-Michel. Organisation des différents cortèges de dépôt : A) entre le secteur « baie », estuarien et le secteur du littoral NE (coupe Ouest-Est) ; B) à l'entrée du système estuarien interne ; C) le long du littoral NE (en construction) (coupe Ouest-Est) ; D) de l'entrée de la baie jusqu'au système estuarien interne (coupe Nord-Sud).

Chapitre VI

Discussion

VI-1 Introduction	199
VI-2 Comparaison entre l'organisation stratigraphique du remplissage de la Baie du Mont-Saint-Michel avec d'autres exemples macrotidaux	199
VI-2.1 Organisation stratigraphique du cortège de bas niveau marin	200
VI-2.2 Organisation stratigraphique du cortège transgressif	200
VI-2.3 Organisation stratigraphique du cortège de haut niveau marin	202
VI-3 Préservation des séquences sédimentaires au sein du cortège de haut niveau marin : importance des facteurs autocycliques	204
VI-4 Les séquences sédimentaires à « 1500 ans » préservées dans le cortège de haut niveau marin : une origine climatique ?	207
VI-4.1 Interprétation dynamique des séquences sédimentaires et chronologie	207
VI-4.2 Origine(s) des crises climatiques de périodicité d'environ 1500 ans au cours de la période fini-holocène	212

Certains auteurs associent le « creux topographique » situé à l'Ouest de la baie (coordonnées géographiques) comme la paléo-Rance (L'Homer et al., 1999, L'Homer, 2002). Cette hypothèse, basée sur des études géomorphologiques et tectoniques (à terre), apparaît aujourd'hui difficile à confirmer au vu du modèle numérique de terrain du socle réalisé au cours de ce travail à partir des données de sismique réflexion. La morphologie du socle ne présente pas de continuité de cette dépression topographique vers le littoral. D'autre part, la réalisation de nouveaux sondages BRGM, com. personnelle, 2007) au niveau du littoral actuel tendent à infirmer cette hypothèse en se basant sur les profondeurs du substratum de part et d'autre de la 'paléo-Rance' et sur la nature des dépôts qui ne présentent pas d'origine fluviatile. La dépression observée dans la partie occidentale de la baie correspond probablement à l'exutoire de nombreuses petites rivières de la baie convergeant vers l'ouest (déclivité du socle d'Est en Ouest). Cette dépression a pu largement être entretenue voire ré-incisée par les forts courants de marée (zone de by-pass), accentués par le seuil au large de la pointe du Grouin et plus particulièrement au cours des premières phases de la transgression holocène (vidange de la baie au cours des cycles de marée).

VI-1 Introduction

Après avoir défini l'organisation stratigraphique du remplissage sédimentaire de la Baie du Mont-Saint-Michel, nous allons, au cours de ce dernier chapitre, discuter des points suivants :

- Quels sont les points communs et les différences entre le remplissage de la Baie et d'autres systèmes macrotidaux décrits dans la littérature ?
- Quels sont les facteurs qui contrôlent la préservation des différentes séquences observées dans le remplissage, et plus particulièrement dans le cortège de haut niveau marin ?
- Peut-on corréler les différentes séquences du cortège de haut niveau marin à l'échelle de la Baie et quelle est leur origine ?

VI-2 Comparaison entre l'organisation stratigraphique du remplissage de la Baie du Mont-Saint-Michel avec d'autres exemples macrotidaux

Au cours du Chapitre 1, les modalités de l'organisation stratigraphique du remplissage d'une vallée incisée ont été définies par:

1) la morphologie et les extensions (segments) de la vallée (Dalrymple *et al.*, 1994, Zaitlin *et al.*, 1994 ; Ashley et Sheridan, 1994)

2) la hiérarchisation des cortèges de dépôt composant leur remplissage (Carter, 1998 ; Dalrymple *et al.*, 1994, Zaitlin *et al.*, 1994)

D'après ces caractéristiques, la Baie du Mont-Saint-Michel se présente comme un système de vallée incisée dont la faible profondeur d'incision fluviale (moins de 10 m CM) la classe parmi les « petites vallées » malgré sa large extension latérale (une vingtaine de km). Cette morphologie s'explique par la nature de l'incision, c'est-à-dire par la divagation de rivières periglaciaires sur une pénéplaine peu pentée. (cf. Chapitre 2, figure II-2-1).

La Baie du Mont-Saint-Michel diffère des autres systèmes de vallées incisées « classiques » par des caractéristiques géomorphologiques et hydrodynamiques originales :

- 1) elle constitue un **système morpho-sédimentaire composite** avec à l'Ouest un système de baie sensu stricto (« embayment ») adjacent à un système estuarien à l'Est.
- 2) elle est soumise à un **régime mégatidal**, avec un marnage pouvant atteindre 15 m en période de vive-eau exceptionnelle.
- 3) elle correspond, d'après la définition de Dalrymple *et al.* (1994) et de Zaitlin *et al.* (1994) au **segment 1** et au **segment 2** (où les données ont été acquises) du modèle conceptuel de vallée incisée.
- 4) son système estuarien se définit par l'association de petites rivières, et non pas par la présence d'un fleuve significatif.

Il apparaît donc intéressant de comparer l'organisation stratigraphique de son remplissage et le modèle de faciès associé, avec d'autres systèmes de vallées incisées soumis à un régime macrotidal (Arcachon, Gironde, Pertuis charentais) et mégatidal (Cobequid Bay-Salmon River estuary, South Alligator River, Kimpo Bay, Kyongi Bay, Severn, Tamise, Seine et Dong Nai River), en se basant sur les modèles conceptuels (Ashley et Sheridan, 1994 ; Zaitlin *et al.*, 1994).

VI-2.1 Organisation stratigraphique du cortège de bas niveau marin

Le cortège de bas niveau marin (CBNM) reposant sur la surface de limite de séquence (LS) est présent dans des proportions plus ou moins importantes dans la plupart des systèmes de vallée incisée.

Dans le système de la Gironde (considérée de type mixte marée-houle), Allen et Posamentier (1993) montrent que l'épaisseur des dépôts fluviatiles associés au CBNM est plus importante à l'embouchure estuarienne. Dans la plupart des systèmes dominés par la marée, le CBNM peut être absent (Woodroffe *et al.*, 1989), totalement érodé par les courants de marée engendrés au cours de l'inondation marine suivante (Fenies et Lericolais, 2005), ou peut présenter une géométrie lenticulaire, comme pour la Baie du Mont-Saint-Michel. L'érosion plus ou moins importante de ces dépôts implique localement la superposition de la surface de transgression (ST) et de la limite de séquence (LS) (Dalrymple *et al.*, 1994 ; Choi et Kim., 2006 ; Weber, 2004 ; Weber *et al.*, 2004). La nature de ces dépôts correspond dans la plupart des cas à des dépôts fluviatiles. Au cours de la dernière période glaciaire, à l'image des fonds de la mer de la Manche, la pénéplaine de la Baie du Mont-Saint-Michel représentait une large surface de déflation parcourue et incisée par de nombreux petits fleuves de probable faible compétence. Par conséquent, des dépôts éoliens (loess) sont également préservés dans le CBNM, et plus particulièrement sur les marges du système.

VI-2.2 Organisation stratigraphique du cortège transgressif

Le cortège transgressif (CT), limité à sa base par la surface de transgression (ST) et au sommet par la surface d'inondation maximum (SIM), se met en place lorsque le niveau de base s'élève et lorsque le taux de remontée « supplante » le taux de sédimentation (Catuneanu, 2002).

Le cortège transgressif dans le système estuarien

La Baie du Mont-Saint-Michel, comme les estuaires macrotidaux ayant fait l'objet d'une étude stratigraphique, présente une géométrie du cortège transgressif globalement rétrogradante, conséquence de la migration vers le continent de la ligne de rivage (Woodroffe *et al.*, 1989 ; Allen et Posamentier, 1993 ; Dalrymple *et al.*, 1994).

L'épaisseur de ce cortège peut être différente d'un système à un autre. Par exemple, dans le cas de la Gironde ou des pertuis charentais, les dépôts transgressifs représentent la plus grande partie du remplissage estuarien (Allen et Posamentier, 1993 ; Lericolais *et al.*, 2001, Weber, 2004), alors que dans le cas de la Baie du Mont-Saint-Michel, ces dépôts sont de faible épaisseur et parfois absents (érodés) (zone médiane du secteur « baie » et système estuarien interne). Cependant, la différence d'épaisseur du CT ne représente pas une caractéristique propre aux systèmes macro- ou mégatidaux puisque elle dépend de la combinaison de facteur allocyclique (taux de remontée du niveau marin) et de facteurs autocycliques (apports sédimentaires et profondeur de la vallée) (Dalrymple *et al.*, 1994).

Le cortège transgressif peut présenter des géométries internes différentes selon les systèmes de vallée incisée. Dans le cas de la Baie du Mont-Saint-Michel, les dépôts transgressifs (sables moyens à grossiers provenant de la plate-forme) se caractérisent au niveau de l'axe estuarien et sur ses bordures, par une géométrie unique aggradante en onlap favorisée par de faibles gradients de pente. Cette géométrie a également été observée dans la baie de Fundy (Dalrymple et Zaitlin, 1994). Le

caractère aggradant des dépôts suggère dans les deux cas un équilibre entre les apports sédimentaires et l'accommodation créée. A l'opposé, le cortège transgressif de la Gironde se met en place selon deux phases : 1) dépôt des sables et vases estuariens en onlap et 2) migration vers l'amont de la vallée de l'inlet tidal limité à sa base par une surface de ravinement tidale (Allen et Posamentier, 1993). Cette différence s'explique par la mixité des processus (marée et houle) à l'origine de l'accumulation des dépôts dans le cas de la Gironde. Par ailleurs, certaines vallées incisées enregistrent des paraséquences transgressives, comme par exemple dans les pertuis charentais. Ces géométries, ont été observées sur les plate-formes internes mésotidales (Gutierrez-Mas *et al.*, 1996) et sont expliquées par des périodes de stabilisation au cours de la remontée du niveau marin (Weber *et al.*, 2004, Gutierrez-Mas *et al.*, 1996).

Dans la partie la plus interne de la vallée, comme pour la plupart des cas de systèmes de vallée incisée, la surface transgressive (ST) à la base du CT dans la Baie du Mont-Saint-Michel se confond à la limite de séquence (LS).

Le cortège transgressif dans le système « baie »

Dans la Baie du Mont-Saint-Michel, l'association adjacente d'un système estuarien et d'un système de « baie » (embayment) complexifie la géométrie du CT à l'échelle du bassin ; dans la « baie », elle se traduit par la présence de corps sableux progradants. Ils correspondent à la même unité allostratigraphique que celle précédemment décrite dans le système estuarien (CT aggradant). La morphologie de ces bancs (épais et non tronqués) diffère de celle des barres sableuses d'un système estuarien et témoigne de la mise en place de ces dépôts dans un système ouvert de « baie » dominée par la marée (exemples similaires dans le Wash, Angleterre ; Shennan *et al.*, 2000).

L'association de ces deux types de géométrie (estuaire / « baie ») au sein d'un même bassin sédimentaire a déjà été mis en évidence dans des séries anciennes (Crétacé, Yoshida *et al.*, 2004).

Le passage entre les géométries du système estuarien et de la « baie » se manifeste par un passage progressif (variation latérale de faciès).

Préservation du cortège transgressif

En règle générale, le potentiel de préservation des dépôts appartenant au CT est relativement élevé. Ce fort potentiel s'explique par le fait qu'au cours de cette période, le niveau de base s'élève rapidement favorisant une sédimentation aggradante dans l'axe du système ; la surface stratigraphique limitant vers le sommet de ces dépôts correspond à la surface d'inondation maximale non érosive. Cependant, dans un système mégatidal comme celui de la Baie du Mont-Saint-Michel, le CT peut présenter dans l'axe estuarien un faible potentiel de préservation due à la présence et à la profondeur d'incision de la surface de ravinement tidale. Cette caractéristique associée au caractère mégatidal du bassin est accentuée par des facteurs locaux tel que la morphologie du bassin (morphologie côtière héritée). En effet, comme il a été présenté auparavant, l'association entre une forte dynamique tidale et un rétrécissement de la section mouillée contribue à l'augmentation de la profondeur d'incision tidale. Dans le cas de la Baie du Mont-Saint-Michel, les deux principaux paramètres, réunis à l'entrée du système interne, augmentent cette incision. Dans le cas de la baie de Fundy, les courants de marée sont aussi très forts (régime mégatidal), mais ces derniers ne sont jamais contraints dans une section mouillée limitée. Par conséquent, la profondeur d'incision de la TRS n'y est pas exceptionnelle. A l'opposé, dans l'estuaire macrotidal de la Gironde, la mise en place d'une passe de marée tend à réduire la section mouillée à l'ouverture du système et par conséquent

la profondeur d'incision de la TRS peut atteindre 25 m. Toutefois, cette forte érosion ne peut être que locale puisqu'elle est uniquement liée à la passe de marée (système mixte).

VI-2.3 Organisation stratigraphique du cortège de haut niveau marin

Le cortège de haut niveau marin (CHNM) est limité à sa base par la surface d'inondation maximum (SIM) et à son sommet par une surface composite (Catuneanu, 2002). La période de haut niveau marin correspond à la période de ralentissement de la remontée du niveau marin pendant laquelle, relativement, le taux d'apports sédimentaires augmente, ce qui conduit à une régression normale de la ligne de rivage. Par conséquent, cette période correspond à une phase de progradation des dépôts.

Dans la Baie du Mont-Saint-Michel, la surface d'inondation maximum correspond, comme pour de nombreux autres systèmes (Allen et Posamentier, 1993), à une surface en downlap vers le large.

La SIM est toutefois difficile à caractériser lithologiquement (manque de données de carottage dans le système estuarien ouvert). Cependant une corrélation peut être faite entre la limite supérieure des zones de gaz et le passage entre le CT et le CHNM. La SIM semble donc correspondre, comme pour le système « baie » à un niveau plus argileux ou bien à un niveau condensé (correspondant à la base du système chenalisant) et par conséquent à une surface imperméable aux gaz.

Le cortège de haut niveau marin dans le système estuarien

Dans le domaine estuarien de la Baie du Mont-Saint-Michel, le CHNM est représenté dans sa partie inférieure par une géométrie progradante en downlap sur le cortège transgressif correspondant aux bottom sets du corps estuarien progradant. Dans sa partie supérieure, le CHNM est caractérisé par une ceinture chenalisante divagante et progradante vers le large. Sa géométrie interne est composée de surfaces de migration de chenaux tidaux, latéralement interconnectées et amalgamées. La base de ce CHNM supérieur correspond à une surface de ravinement tidal (SRT). La profondeur d'incision de la SRT peut atteindre et éroder en partie ou totalement les dépôts du CT (cf. chapitre V, Figure V-7D).

A l'approche du système estuarien interne, la réduction de la section du prisme tidal oscillant induit une augmentation de la profondeur d'incision, la SRT pouvant alors atteindre le substratum (cf. chapitre V, Figure V-7B). La SRT est amalgamée dans ce cas avec la limite de séquence. Cette particularité de la Baie du Mont-Saint-Michel s'explique par la morphologie de la vallée en domaine interne (section réduite et faible profondeur d'incision) et par la forte dynamique de marée (forts courants de marée). Dans le domaine estuarien externe, la SRT est moins profonde (ouverture de la section) et permet la préservation totale du CT et partielle des bottom sets (cf. chapitre V, Figure V-7A). Contrairement à un système mixte, dans un estuaire exclusivement dominé par marée (baie de Fundy, Baie du Mont-Saint-Michel) la SRT est largement développée et induit un contrôle régional pour la préservation des dépôts sédimentaires.

La mise en place de dépôts progradants au cours de la période de haut niveau marin est observée dans la Baie du Mont-Saint-Michel comme dans de nombreux autres estuaires macrotidaux tels que la South Alligator River (Woodroffe *et al.*, 1989). D'autres systèmes n'ont pas encore atteint ce stade dans l'axe estuarien comme par exemple dans la baie de Fundy (Dalrymple et Zaitlin, 1994).

Certains estuaires, notamment les estuaires anglais (Southampton Water, Severn et Tamise) présentent une évolution de leur système au cours de la période de haut niveau marin un peu

différente de celles proposées par les modèles stratigraphiques classiques. Ils présentent un modèle « tripartite » caractérisé, pour la période haut niveau marin, par une contraction du système (réduction des zones intertidales) et la formation d'épaisses couches de tourbe qui seront réennoyées au cours de la période fini-holocène. Ce phénomène est expliqué par une inflexion prononcée de la courbe de remontée du niveau marin au cours de la période mid-holocène (Long *et al.*, 2000). Ce phénomène qui résulte entre autre de la forme du bassin, n'est pas aussi prononcé dans la Baie du Mont-Saint-Michel.

Le cortège de haut niveau marin dans la « baie » et en marge du système estuarien

A proximité de l'axe estuarien, les apports sédimentaires permettent aux schorres de s'étendre latéralement et verticalement par phénomène d'accrétion. Le processus est observé dans tous les estuaires (Dalrymple *et al.*, 1992 ; Allen, 2003) si les apports sédimentaires sont suffisants.

Cette géométrie aggradante est également reconnue dans la partie Ouest de la Baie du Mont-Saint-Michel avec l'accrétion des tidal flats.

Dès que le taux de remontée du niveau marin diminue, le ratio apports sédimentaires/création de l'accommodation augmente, favorisant la construction et surtout la stabilisation de nouveaux corps sédimentaires comme les barrières littorales. Ce phénomène, observé le long de nombreux littoraux (e.g. Goy *et al.*, 1996 ; Allen et Posamentier, 1993 ; Zazo *et al.*, 2007) s'opère également dans la Baie du Mont-Saint-Michel. Ainsi, en marge du système estuarien, le long du littoral NE et dans la « baie » des barrières littorales se mettent en place sous l'action de la dynamique de houle. La transgression continuant, les barrières rétrogradent, lentement, ce qui permet de préserver les faciès d'arrière barrière associés (cf. chapitre V, Figure V-7 C). Contrairement aux systèmes mixtes (Dalrymple *et al.*, 1992, Allen et Posamentier, 1993), la SRH à la base de ces systèmes rétrogradants est d'extension locale.

Contrairement à d'autres systèmes (Gironde, pertuis Charentais, baie de Fundy), le CHNM dans la Baie du Mont-Saint-Michel représente les dépôts les plus importants du prisme sédimentaire en terme de volume. Deux hypothèses peuvent être émises :

- 1) **Les apports sédimentaires** : le surdéveloppement du cortège de haut niveau marin peut être attribué à un fort apport de sédiments marins ou fluviaux comme cela a été montré en Australie (Woodroffe *et al.*, 1989). Dans le cas de la Baie du Mont-Saint-Michel, les sédiments à l'origine du remplissage proviennent quasi-totalement des fonds de la Manche. Or la Manche est une plate-forme continentale appauvrie en sédiment, la majeure partie du stock initialement présent a été remaniée au cours des premiers stades de la transgression. Il est donc difficile de justifier le sur-développement du CHNM par une augmentation des apports sédimentaires même si ceux-ci sont indispensables à l'édification du CHNM.
- 2) **L'accommodation** : avec un taux moyen de remontée du niveau marin de 1-2 mm/an depuis 6500 ans (Lambeck, 1997), l'accommodation eustatique peut être estimée à environ 6-12 m depuis la même période. Par ailleurs, depuis la modification géographique du bassin suite à l'inondation marine maximale atteint il y a 6500 ans BP, la Baie du Mont-Saint-Michel est soumise à un régime mégatidal. Ce marnage exceptionnel engendre une « accommodation tidale » importante, qui, ajoutée à l'accommodation eustatique permet d'augmenter considérablement l'espace disponible.

Les deux hypothèses sont indispensables pour la mise en place du CHNM, cependant, compte tenu de la pauvreté des stocks sédimentaires disponibles dans le système Manche actuellement, la deuxième hypothèse apparaît comme la plus importante afin d'expliquer la puissance des dépôts composant le CHNM dans la Baie du Mont-Saint-Michel.

Préservation du cortège de haut niveau marin

Dans les bassins non subsidents, la succession des périodes glaciaire/interglaciaires du pléistocène moyen et supérieur ne permet pas la préservation des remplissages des vallées incisées, en particulier du remplissage marin et plus principalement encore du cortège de haut niveau marin. L'exemple du remplissage de la Baie du Mont-Saint-Michel montre qu'à l'échelle d'un cycle eustatique, c'est le cortège de haut niveau marin qui est le mieux préservé. Cependant cela suppose que les facteurs autocycliques contrôlent cette bonne préservation.

VI-3 Préservation des séquences sédimentaires au sein du cortège de haut niveau marin : importance des facteurs autocycliques (Billeaud *et al.*, 2007)

Comme nous l'avons vu précédemment, la plupart des dépôts constituant le remplissage sédimentaire de la Baie du Mont-Saint-Michel appartiennent au CHNM. Dans un contexte allogénique, à l'échelle des différents sous-environnements caractérisant la Baie du Mont-Saint-Michel, le comportement morphodynamique des corps sédimentaires côtiers est le résultat d'un équilibre complexe entre des facteurs authigéniques tels que hydrodynamique (marée/houle), les apports sédimentaires locaux et la morphologie et la topographie côtière.

Dans le secteur NE de la Baie du Mont-Saint-Michel, le prisme littoral de « haut niveau marin » est constitué d'une succession de séquences sédimentaires liées à la dynamique des barrières littorales (alternances de phases de construction et de destruction). Dans le système estuarien interne, la succession sédimentaire est représentée par une unique séquence granodécroissante de comblement d'un chenal et d'aggradation de la zone intertidale (dépôts subtidaux à supratidaux). Dans la « baie » les successions sédimentaires sont variables selon le type de milieux de dépôt mais représentent globalement l'aggradation des tidal flats ponctués par des périodes de dynamiques de houle plus intenses (Cherrueix et Cancale) ou des ré-incisions tidales (St Benoît, Cancale).

Les datations relatives et au radiocarbone démontrent que, dans le système estuarien interne, la séquence de remplissage holocène représente une échelle de temps décennale à centennale. Dans le secteur « baie » et le long du littoral NE, les séquences sédimentaires préservées sont de l'ordre du millénaire. Ces résultats mettent en évidence le fait que le potentiel de préservation des corps sédimentaires appartenant au CHNM peut varier significativement à l'échelle d'un bassin (Figure VI-1). A partir des paramètres morphodynamiques actuels contrôlant les différents environnements de la Baie du Mont-Saint-Michel, il est possible d'appréhender les impacts respectifs des facteurs locaux afin d'expliquer le potentiel de préservation.

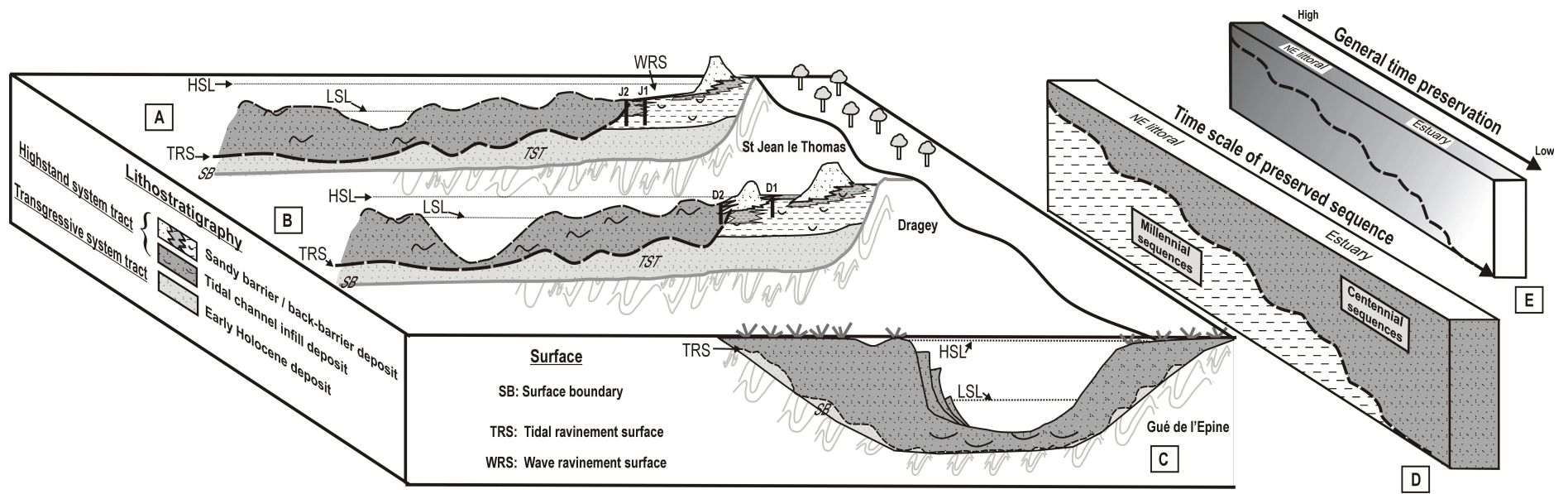


Figure VI-1 : Représentation schématique du potentiel de préservation des séquences sédimentaires et du temps dans le système estuarien de la baie du Mont-Saint-Michel et sur son littoral NE exposé (Billeaud *et al.*, 2007).

Au niveau du prisme côtier du littoral NE et de la « baie », l'accommodation permettant l'empilement des séquences sédimentaires successives, est clairement d'origine eustatique et est liée au ralentissement de la remontée du niveau marin (Tessier *et al.*, 2007). En effet, le temps moyen préservé au sein de ces différentes séquences (6 à 12 m en 6500 ans environ) est en accord avec le taux de remontée du niveau marin (1 à 2 mm/an).

L'équilibre entre les apports sédimentaires et les facteurs hydrodynamiques est connu pour jouer un rôle clef dans l'évolution de la ligne de rivage. Cet équilibre fragile est illustré par le comportement morphodynamique de Dragey où actuellement les flèches sableuses s'étendent vers le Sud lorsque les apports sédimentaires sont importants par rapport au potentiel de remobilisation de la dynamique de houle. La barrière littorale peut alors s'étendre et devenir stable (Reinson, 1992). La mise en place d'une barrière littorale engendre la création d'une accommodation locale, matérialisée par la dépression d'arrière barrière se comblant sous les apports par les courants de marée. Dès que les apports sédimentaires diminuent ou/et la dynamique de houle augmente, la barrière est soumise à une érosion pouvant conduire à un ennoiment des dépressions et à des vidanges exceptionnelles de celles-ci. Ce phénomène est enregistré dans les séquences sédimentaires du littoral NE (phase de stabilisation et de déstabilisation des barrières) et dans le secteur « baie » (périodes de ré-activation des chenaux de vidange au devant des barrières). Puisque plusieurs de ces séquences ont été préservées, cela signifie que ce genre de phénomène apparaît périodiquement et est probablement en relation avec des fluctuations climatiques, tels que cela a été reconnu au cours de la période finiholocène le long des côtes Ouest européennes (Delanay et Devoy, 1995 ; Goy *et al.*, 1996 ; Regnaud *et al.*, 1996 ; Long *et al.*, 1999 ; Desprat *et al.*, 2003 ; Mayewski *et al.*, 2004 ; cf. Chapitre I). En résumé, en dépit d'une accommodation eustatique globale relativement faible, les différentes étapes de construction du prisme sédimentaire (CHNM) le long du littoral NE et de la « baie » sont bien préservées. Ce fort potentiel de préservation est lié au contexte local pour le littoral NE qui permet un équilibre périodique entre les apports sédimentaires et la dynamique de houle engendrant des phases de stabilisation des barrières et par conséquent le comblement des vasières d'arrière barrière. Dans le cas de la « baie », l'accommodation est d'origine eustatique et le comblement se traduit par une aggradation des dépôts sédimentaires. Ces derniers dépendent aussi du contexte local avec des périodes de déstabilisation des barrières situées en arrière à l'origine des phases de ré-activation des chenaux de vidange des marais maritimes.

Les systèmes estuariens sont généralement considérés comme des pièges à sédiments avec un fort potentiel de préservation de leur remplissage sédimentaire du fait de leur localisation dans la palévallée (Demarest et Kraft., 1987 ; Dalrymple *et al.*, 1992). Dans la Baie du Mont-Saint-Michel, la zone estuarienne n'est pas associée à une vallée incisée profonde. La faible profondeur d'incision et la morphologie plane du substratum rocheux induit une faible accommodation initiale (toit du substratum < 10 m CM). Comme suggéré auparavant, la topographie préexistante combinée à l'hydrodynamisme local sont les facteurs clef pour la préservation des corps sédimentaires dans cette zone. En dépit d'un apport sédimentaire marin important, l'association entre les très forts courants de marée et la faible profondeur de l'incision implique que tout l'espace disponible soit occupé par le chenal actif actuel. Par conséquent, dans l'estuaire interne, la capacité de préserver les différentes étapes de remplissage est minimale (Figure VI-1) et seule la dernière séquence de remplissage du chenal est préservée et représente l'unique séquence holocène. Dans le secteur estuarien interne, l'accommodation à l'origine de la préservation de cette séquence, est essentiellement d'origine tidale (marnage = épaisseur de la séquence de comblement du chenal (Terwindt, 1988) soit environ 7m), toutefois, l'accommodation eustatique permet de préserver des bases de séquences (par ailleurs en grande partie érodées). En effet, plusieurs carottes du système estuarien interne présentent des

dépôts de cut-and-fill à leur base ; cette préservation peut être attribuée à l'élévation du niveau de base des chenaux (TRS) en liaison avec l'accommodation eustatique.

Par ailleurs, depuis que le système estuarien a initié son comblement, le prisme tidal et par conséquent l'énergie tidale décroît progressivement dans la partie interne de l'estuaire et donc la profondeur d'incision tidale devrait décroître d'autant. L'élévation du niveau de base pourrait conduire à la préservation de dépôts plus anciens. Les dépôts de cut-and-fill préservés, comme visibles dans certaines des carottes peuvent probablement enregistrer aussi cette tendance.

Du fait du comblement du système estuarien interne, le principal système chenalissant a progressivement migré vers le domaine externe. En conséquence, les effets du ravinement tidal ont augmenté en direction du système externe incluant les zones adjacentes au littoral NE. Au niveau de ces dernières, la migration des chenaux tidaux peut potentiellement remobiliser les séquences préservées d'arrière barrière (Figure VI-1) : au vu de l'enregistrement sédimentaire de la carotte Dragey 2, ce phénomène a probablement déjà débuté au moins localement.

L'ensemble de ces résultats montre que dans un même bassin sédimentaire, les corps sédimentaires peuvent évoluer selon des fréquences temporelles très différentes. En particulier, les séquences préservées dans l'estuaire sont d'ordre « décennal », celles préservées sur les marges d'ordre « millénaire ». Une origine climatique pour expliquer ces dernières a été évoquée précédemment. Afin de confirmer cette hypothèse, un exercice précis de comparaison de ces différentes séquences préservées dans le secteur de la « baie » et le secteur NE est maintenant tenté.

VI-4 Les séquences sédimentaires à « 1500 ans » préservées dans le cortège de haut niveau marin : une origine climatique ?

VI-4.1 Interprétation dynamique des séquences sédimentaires et chronologie

• Le littoral NE

Dès la diminution du taux de transgression, l'accommodation diminue et les apports sédimentaires dominant. Sous le forçage de la dynamique de houle, l'augmentation relative des apports sédimentaires permet la construction de barrières littorales (Bao *et al.*, 1999 ; Dias *et al.*, 2000 ; Freitas *et al.*, 2002). La dynamique de ces corps sédimentaire est donc contrôlée par le ratio apport sédimentaire / dynamique de houle.

Les données sédimentologiques acquises par vibrocarottage le long du littoral NE ont permis de mettre en évidence des cycles de stabilisation et de déstabilisation des barrières littorales au cours de la période fini-holocène. Ces cycles sont enregistrés dans le comblement des vasières d'arrière barrière (carottes St Jean) et se matérialisent par des variations granulométriques (sables moyens et silts) jusqu'à la formation de niveaux tourbeux.

Les évolutions granocroissantes définissent des phases de déstabilisation des barrières alors que les périodes de formations tourbeuses sont attribuées à des périodes de stabilisation des barrières (Figure VI-2). Il est difficile d'attribuer ces évolutions du fonctionnement de la barrière à des variations d'apports sédimentaires compte tenu de la pauvreté des stocks sédimentaires en Manche. Les phases de déstabilisation de la barrière correspondent probablement à une augmentation de la dynamique de houle favorisant ainsi les ruptures le recul de celle-ci. Ces phénomènes sont récurrents dans l'évolution d'une barrière, mais l'enregistrement sédimentaire des carottes met en évidence une

rythmicité de périodes plus ou moins énergétiques. Les datations ^{14}C ont été réalisées sur les niveaux organiques à tourbeux et permettent ainsi de dater les périodes de stabilisation de la barrière (Figure VI-2). Ces résultats suggèrent une cyclicité à une échelle de temps millénaire.

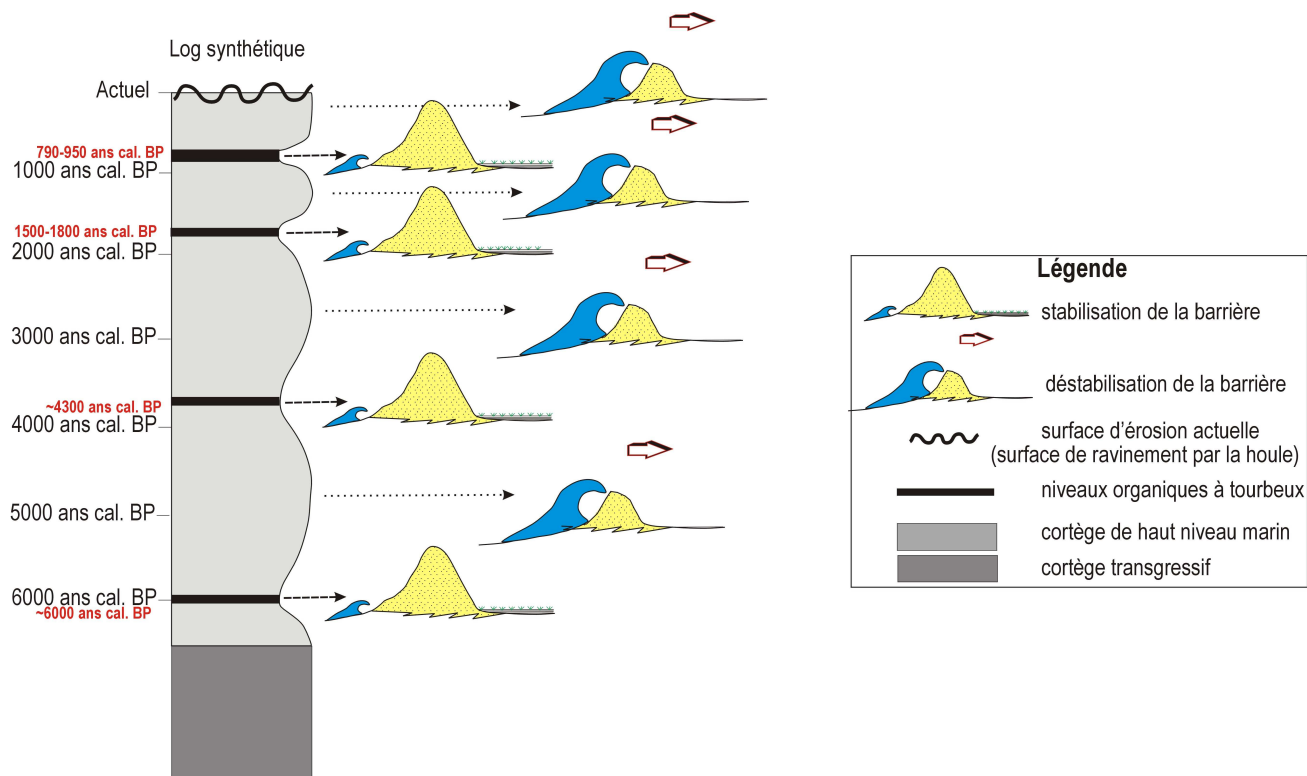


Figure VI-2 : Log synthétique illustrant les différents cycles sédimentaires reconnus le long du Littoral NE. Chacun de ces cycles correspond à la succession d'une phase de stabilisation suivie par une phase de déstabilisation de la barrière littorale. Les âges (en rouge) marquant plusieurs de ces phases mettent en évidence une périodicité d'échelle de temps millénaire.

A l'entrée de la Baie du Mont-Saint-Michel, au large de Jullouville, les données géophysiques ont révélé la présence de bancs sableux asymétriques dont l'architecture interne montre différentes phases dans leur construction (Figure VI-3). A partir de la géométrie des bancs et par corrélations sismiques de proche en proche à l'échelle du bassin, il est possible d'affirmer que ces corps sableux progradants se sont formés au cours de la période de haut niveau marin (U4), période propice à la mise en place de nouveaux corps sédimentaire. Aucune carotte n'a été réalisée sur ces bancs et par conséquent il n'existe pas aujourd'hui de donnée chronologique permettant de dater les différentes phases de l'édification de ces corps. Cependant une interprétation séquentielle peut être établie à partir de leur géométrie interne.

Des corps sédimentaires similaires ont été étudiés antérieurement au cours de différentes campagnes de sonar latéral au large de Granville (Ehrhold, 1999 ; Walker, 2001). Ces auteurs montrent que ces structures sont façonnées par les courants de marée et sont décrites comme des dunes hydrauliques. Ehrhold (1999) montre par le calcul de l'indice de forme verticale (Longueur/Hauteur) que ces dunes peuvent difficilement se maintenir en équilibre en raison de la faible profondeur d'eau (6m). Il montre également qu'à la différence des dunes de champ des Banchets (large de Cancale), la morphologie des dunes de Granville répond à des forces hydrodynamiques autres que celles engendrées par les

courantstidaux, et qu'elle peut être liée par exemple au forçage des tempêtes. Walker (2001) cite aussi la dynamique de houle (tempêtes) pour justifier l'arasement des crêtes.

Les bancs étudiés au large de Jullouville présentent globalement les mêmes caractéristiques morphologiques, avec une orientation NW-SE et avec une hauteur maximale pouvant atteindre 8 m. L'architecture interne montre plusieurs surfaces planes tronquant les foresets de construction des bancs (Figure VI-3). Ces surfaces soulignent plusieurs séquences de progradation limitées à leur sommet par une grande surface d'écèlement. En comparant l'ensemble des profils sismiques, il est possible de compter toujours le même nombre de séquences soit 5 ou 6. La similitude entre tous les bancs étudiés dans ce secteur révèle des étapes d'édification similaires et suggère 5 à 6 périodes d'aplanissement des bancs au cours de leur construction. Il n'est malheureusement pas possible d'apporter un âge absolu à ces périodes ; cependant elles mettent en évidence des périodes hydrodynamiquement plus énergétiques, que l'on interprétera comme des périodes de plus forte intensité des houles de tempêtes.

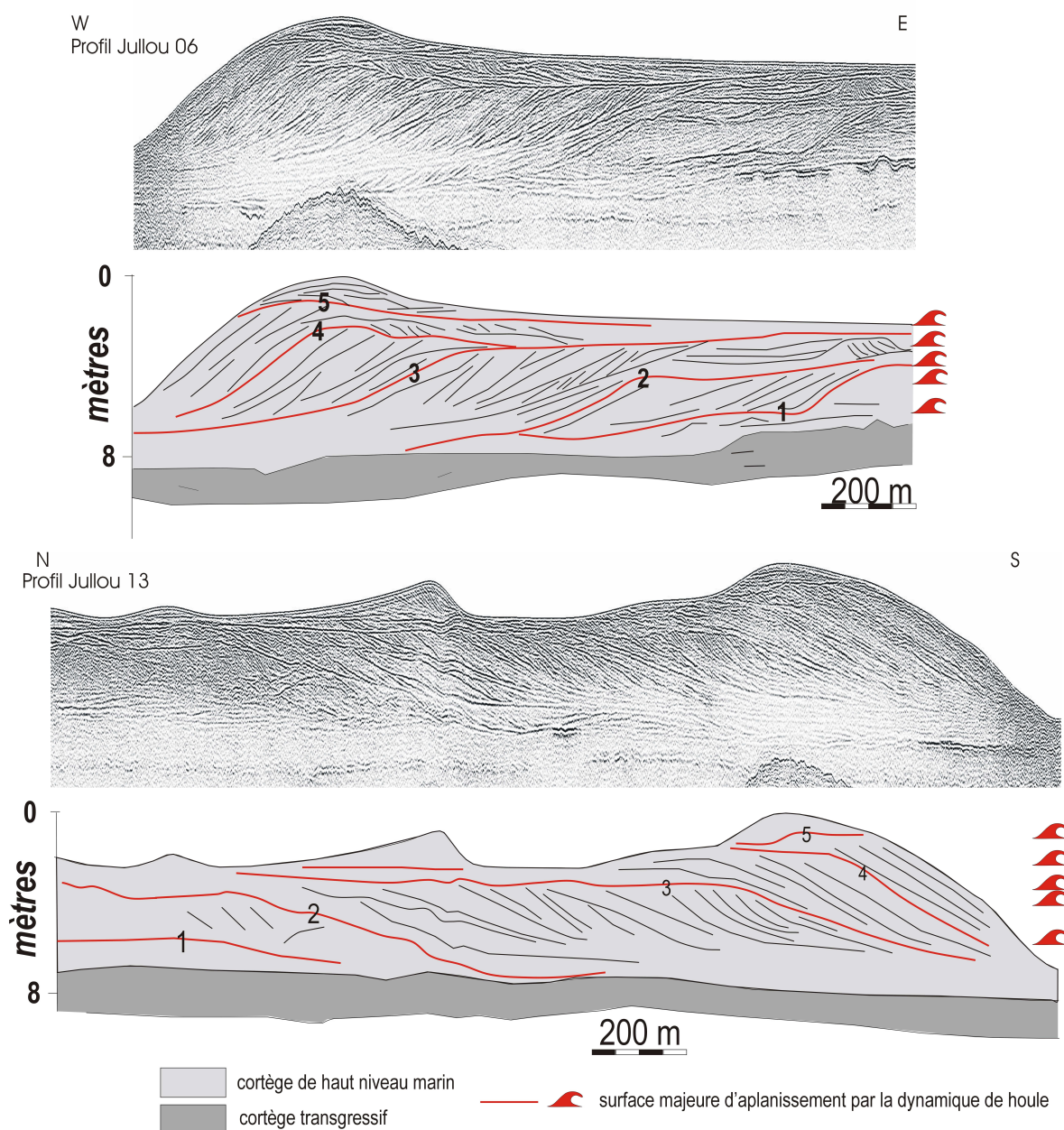


Figure VI-3 : Architecture interne des bancs sableux au large de Jullouville illustrant différentes phases d'aplanissement des séquences de progradation des corps.

• La « baie »

Des variations dans les conditions de dépôt ont été mises en évidence au sein des enregistrements sédimentaires appartenant au CHNM du sand flat de Cherrueix. L'ensemble de ces carottes présente une succession de séquences sédimentaires granodécroissantes limitées à leurs bases par une surface d'érosion. La partie inférieure de chaque séquence matérialise des conditions de dépôt énergétiques (tempestites) assimilées à une dynamique de houle accrue. Les différentes surfaces d'érosion situées à la base de chaque séquence ont été datées au ^{14}C . La corrélation des données de carottage avec les données sismiques montre que la mise en place de ces séquences est synchrone dans tout le secteur prospecté. Quatre grandes surfaces d'érosion délimitent 5 séquences principales à un intervalle de temps d'ordre millénaire (Figure VI-4). L'initialisation de ces séquences est interprétée comme liée à des périodes d'augmentation de la dynamique de houle (surfaces amalgamées) au cours des derniers 6500 ans cal. BP : **5500-5800 ans cal. BP**, **4000-4500 ans cal. BP**, **2900-3300 ans cal. BP**, **1000-1200 ans cal. BP**.

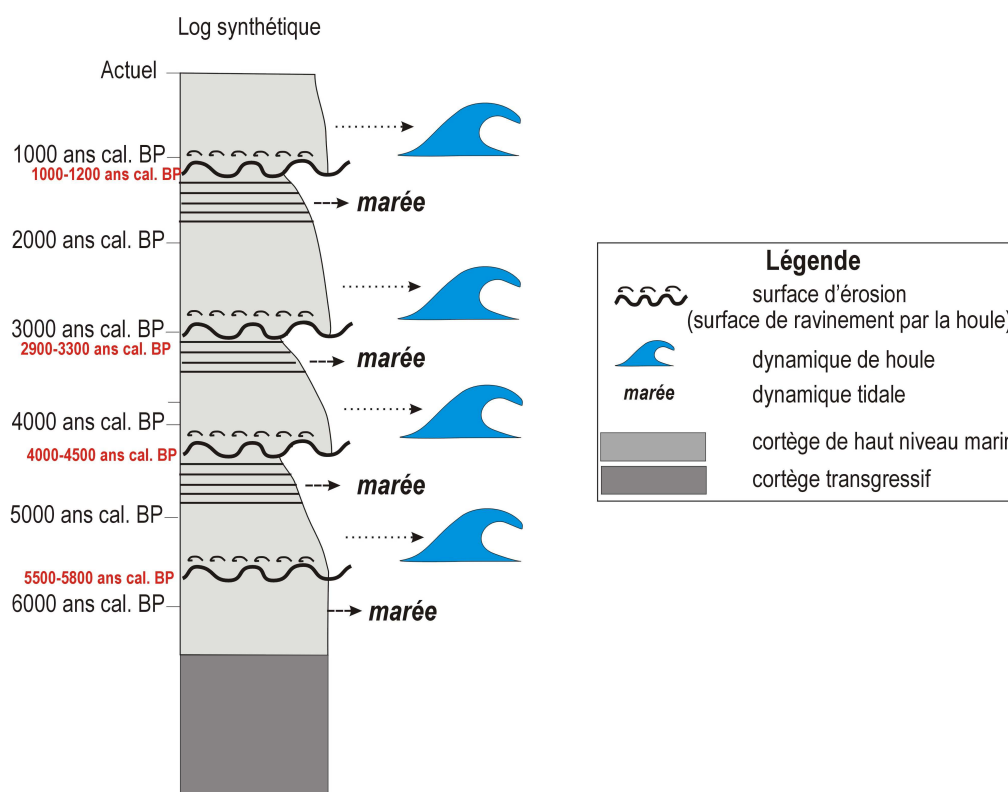


Figure VI-4 : Log synthétique illustrant les différentes séquences sédimentaires reconnues au niveau du sand flat de la « baie ». Chaque séquence est définie à sa base par une surface d'érosion sur laquelle reposent des dépôts de tempête. En rouge les âges du matériel sédimentaire sur chaque surface d'érosion.

Plus à l'Ouest, le cortège de haut niveau marin est caractérisé par des dépôts aggradants (U4, St Benoît-des-Ondes, Cancale). Certains profils sismiques mettent en évidence des phases d'incision au sein du cortège aggradant (Hirel 05, Hirel 10,...) illustrant des ré-activation de chenaux tidiaux. Les corrélations sismique/carotte ont révélé qu'en marge des chenalisation profondes, les surfaces étaient représentées lithologiquement par des thanatocénoses d'hydrobies (Cancale 2 / Hirel 10). Les hydrobies transportées sont issues du lessivage des marais maritimes en amont soit plus au

Sud (marais de Dol). Ces observations permettent d'interpréter ces différentes phases de ré-activation des chenaux par des vidanges exceptionnelles des marais maritimes (surcharges hydrauliques). Les marais sont abrités du domaine marin par des barrières littorales (sur lesquelles a été construite la digue actuelle). Comme pour le littoral NE, ces barrières se sont mises en place à partir de 6500 ans cal. BP lors du ralentissement de la transgression. Les vidanges exceptionnelles des marais inondés correspondent à des périodes de déstabilisation de celles-ci.

Il est difficile de compter le nombre de surface d'incision à cause de la présence de gaz dans les sédiments et donc de zones acoustiquement sourdes le long des profils sismiques. Toutefois, en comparant les différentes données sismiques, il est possible que de tels phénomènes se soient produits 4 ou 5 fois au cours de la période fini-holocène (Figure VI-5). Une datation réalisée sur la carotte Cancale 2 (sur hydrobies) permet de dater une de ces surfaces d'incision tidale à 5480-5641 ans al. BP (Figure VI-5). Cet âge peut être surévalué du fait qu'il ait été obtenu sur du matériel coquillier allochtone et transporté (hydrobies remaniées depuis le schorre vers l'estran vaseux). Au même titre que pour le littoral NE, ces phases de déstabilisation des barrières littorales, induisant un ennoiment des marais et une vidange exceptionnelle de celle-ci, sont interprétées comme des périodes d'augmentation de la dynamique de houle.

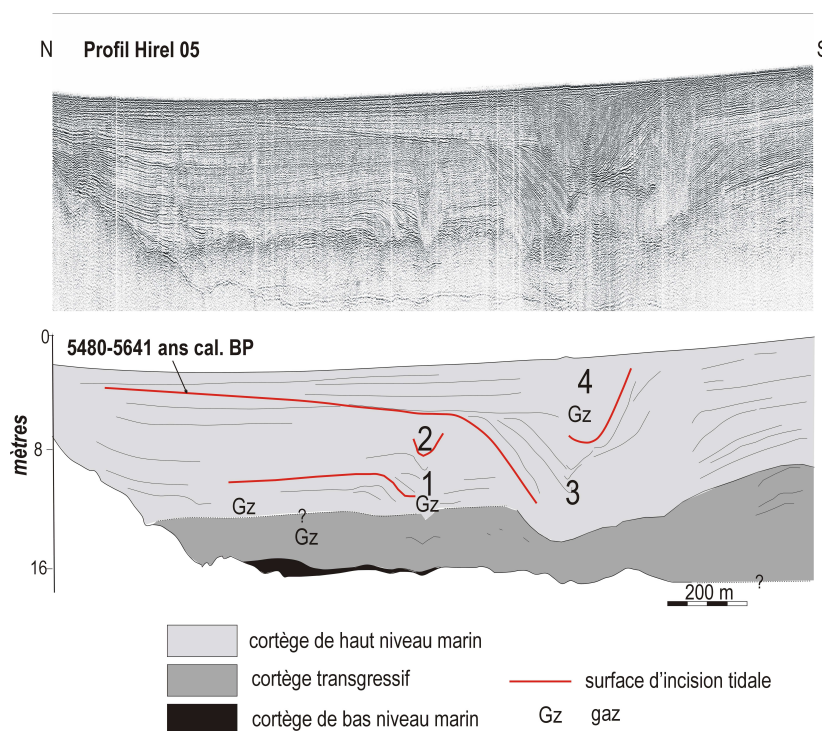


Figure VI-5 : Incisions tidales reconnues dans la partie Ouest de la « baie » résultant des vidanges exceptionnelles des marais maritimes en arrière des barrières littorales.

En résumé, l'ensemble de ces résultats issus des données sédimentaires et géophysiques permet de mettre en évidence **plusieurs périodes de changements environnementaux**, marquées par une augmentation de la dynamique de houle au cours de la période fini-holocène et interprétés comme des **changements d'origine climatique**. Les enregistrements environnementaux de ces crises climatiques sont essentiellement marqués dans les systèmes de barrières littorales (St-Jean-le-Thomas, St-Benoît des-Ondes, Cancale) mais aussi dans des milieux plus ouverts comme le sand flat de Cherrueix et les bancs de Jullouville, **soumis à l'influence de la houle (Figure VI-6)**.

Le cortège de haut niveau marin, « surdéveloppé » dans un bassin mégatidal permet donc un **bon enregistrement** de ces **crises climatiques à haute fréquence**, excepté pour le système estuarien où la préservation des corps sédimentaires est essentiellement dictée par l'accommodation tidale

(Billeaud *et al.*, 2007 ; Tessier *et al.*, 2007) et ne permet donc de préserver que la dernière séquence de comblement de la zone tidale.

Toutes les crises climatiques enregistrées dans le remplissage de haut niveau marin de la Baie du Mont-Saint-Michel s'expriment différemment selon le milieu de dépôt mais sont cependant toutes synchrones avec une **périodicité d'environ 1500 ans** (moyenne réalisée à partir des âges de Saint Jean et de Cherrueix). Il convient maintenant de s'intéresser à l'origine de ces crises climatiques majeures qui ont ponctué la mise en place du CHNM dans la Baie du Mont-Saint-Michel.

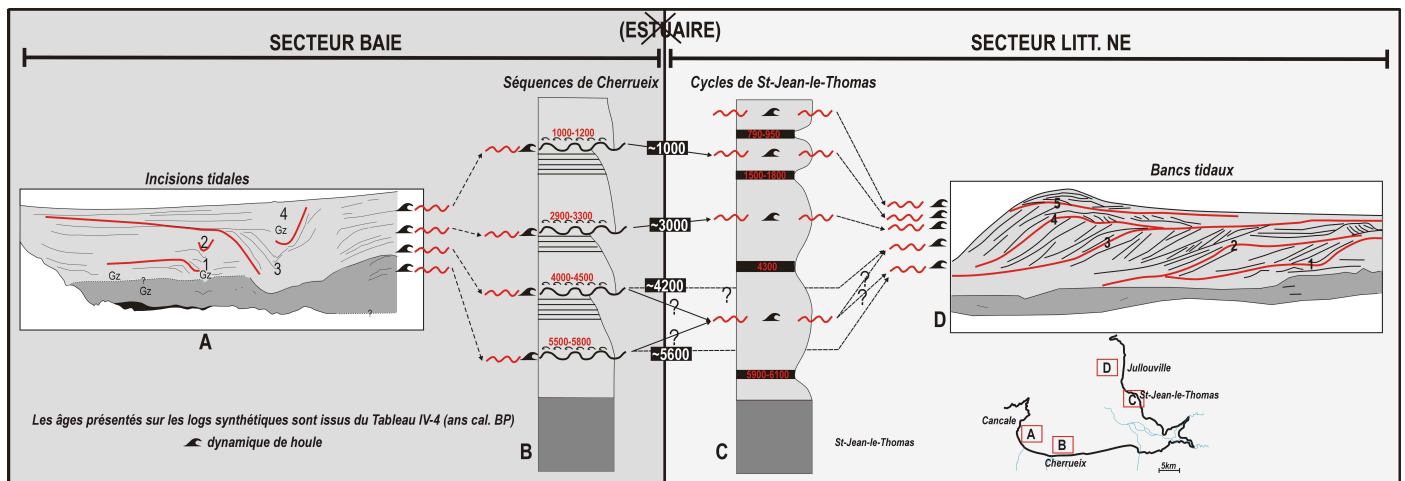


Figure VI-6 : Corrélation des différents changements environnementaux d'origine climatique, enregistrés dans le secteur « baie » et le long du littoral NE de la Baie du Mont-Saint-Michel.

VI-4.2 Origine(s) des crises climatiques de périodicité d'environ 1500 ans au cours de la période fini-holocène

Les variations d'intensité de la dynamique de houle au cours du temps en une altitude donnée, pourraient être expliquées par des variations du niveau marin absolu. En fait, des changements climatiques suffisent à expliquer des variations de la dynamique de houle au cours du temps et des évolutions brutales du trait de côte. Ces crises climatiques se caractérisent par des surcotes assimilables à une élévation du niveau marin absolu mais très régionale. Cette hypothèse climatique est maintenant discutée.

Comme cela a été présenté dans le chapitre 1 (Figure I-7), plusieurs études paléo-environnementales réalisées dans différents sites au Nord-Ouest de l'Europe (Angleterre, Irlande, Pays-Bas, Nord de la France, Belgique) ont mis en évidence des changements environnementaux majeurs pendant l'Holocène résultant de variations climato-eustatiques. Toutes ces études confirment la mise en place de corps sédimentaires le long des littoraux à partir du point d'inflexion dans la courbe eustatique soit environ 6500 ans cal. BP (Long *et al.*, 1996 ; Régnault *et al.*, 1996 ; Spencer *et al.*, 1998 ; Clavé, 2001 ; Meurisse *et al.*, 2005). La plupart de ces études, basées sur des analyses stratigraphiques, sédimentologiques, palynologiques ou archéologiques, ont mis en évidence, essentiellement sur les systèmes dunaires, plusieurs périodes de stabilisation et de déstabilisation de ceux-ci, matérialisées par des ennoiements des marais maritimes ou des périodes de formations de tourbe, au cours de la

période fini-holocène (Long *et al.*, 1996; Régnault *et al.*, 1996 ; Spencer *et al.*, 1998 ; Long *et al.*, 1999 ; Clavé, 2001; Baeteman *et al.*, 2002 ; Meurisse *et al.*, 2005 ; Clemmensen *et al.*, 2007). La crise la mieux reconnue par ces auteurs est la crise de 3000 ans cal. BP, qui se traduit par une forte érosion et déstabilisation des systèmes dunaires et des barrières littorales, par des ré-invasions marines des marais parfois marquées (Pays-Bas) par des incisions tidales dans les tourbes des marais (Long *et al.*, 1996; Régnault *et al.*, 1996 ; Spencer *et al.*, 1998 ; Long *et al.*, 1999 ; Clavé, 2001; Baeteman *et al.*, 2002 ; Meurisse *et al.*, 2005). L'analyse sédimentologique réalisée sur différents dépôts contemporains de cette période (tourbe, pollen) a permis à plusieurs auteurs d'affirmer que cette période autour de **3000 ans cal. BP** est reliée à une période climatologique caractérisée par une **hausse de l'humidité** (Clavé, 2001 ; Meurisse, 2005) et par une **hausse accrue des tempêtes** (intensité et fréquence) (Long et Hughes, 1995; Régnault *et al.*, 1996 ; Clavé, 2001; Meurisse *et al.*, 2005). En Gironde, cette époque est celle de la mise en place du cordon de Richard (chenier similaire à ceux de la Baie du Mont-Saint-Michel), daté de 2500-2800 ans BP (non calibré) et interprété comme une accumulation résultant de la dynamique de houle à l'entrée de l'estuaire (Tastet et Lesueur, 1994).

La reconnaissance de cette crise climatique sur l'ensemble du Nord-Ouest de l'Europe suggère qu'il s'agit d'un événement majeur d'intensité élevée.

Dans la Baie du Mont-Saint-Michel, cette crise climatique est également observée dans les séquences de Cherruix et correspond à une surface d'érosion majeure (surface la plus importante dans la carotte Cherruix 2) limitant une séquence granodécroissante. Cette surface y est aussi interprétée comme le résultat d'une augmentation de la dynamique des houles des tempêtes. Par ailleurs, il est intéressant de noter que cette crise est séparée chronologiquement par deux phases de stabilités des systèmes de barrière marquées à St Jean-le-Thomas par le développement de niveaux tourbeux vers ~1700 ans cal. BP et ~4200 ans cal. BP.

Plusieurs crises du même type sont enregistrées dans la Baie du Mont-Saint-Michel (5500-5800, 4200-4500, 3000, 1200-1000 ans cal. BP). D'autres crises climatiques majeures ont également été observées plus globalement dans l'Ouest de l'Europe et notamment le long de la péninsule ibérique. Zazo *et al.* (2007) propose une synthèse de tous les changements environnementaux étudiés le long des côtes espagnoles atlantiques et méditerranéennes. Les crises climatiques enregistrées ont pour effet la réduction de progradation des systèmes de barrières et des systèmes deltaïques. Entre ces différentes crises climatiques sont observées des phases de progradation des deltas (« d Unit ») (Somoza *et al.*, 1998 ; Fernandez-Salas *et al.*, 2003) et des barrières littorales (« H Unit ») (Goy *et al.*, 2003) (Figure VI-7). Tous ces changements environnementaux présentent une similitude chronologique. Une corrélation avec des études paléo-climatiques (pollens) de ces zones montre que ces changements environnementaux sont d'origine climatique liés principalement à des périodes plus arides (Zazo *et al.*, 2007). Ces épisodes se produisent avec une périodicité de 1400-3000 ans et les événements de réduction de progradation s'opèrent dans des intervalles de temps d'ordre centennal (Zazo *et al.*, 2007).

Ces différents auteurs mettent en évidence une coïncidence entre certains de ces événements et les événements froids de Bond (« Bond cool events ») (Bond *et al.*, 1997 ; Zazo *et al.*, 2007) (Figure VI-7).

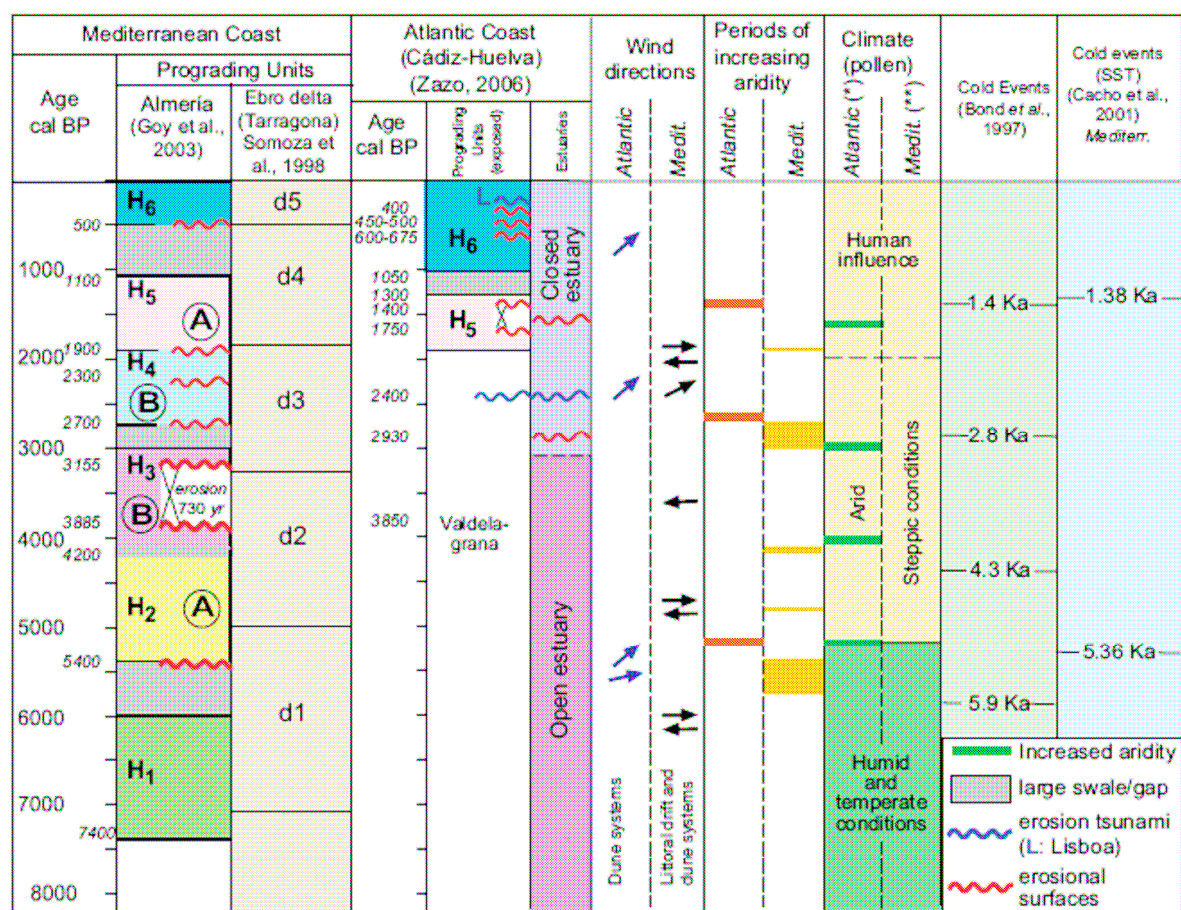


Figure VI-7 : Synthèse des changements environnementaux enregistrés le long de la péninsule ibérique en relation avec les « cool events de Bond *et al.* (1997) (Zazo *et al.*, 2007)

Dans la Baie du Mont-Saint-Michel, toutes les périodes d'augmentation de la dynamique de houle matérialisées par des surfaces d'érosion ou de déstabilisation des barrières correspondent également chronologiquement avec les « cool events » de Bond.

Les événements de Bond ont été mis en évidence à partir d'études sur des enregistrements paléoclimatiques détaillés et bien datés montrant que la période Holocène a été ponctuée par des événements de refroidissement étendus des eaux de surface océaniques, persistant pendant plusieurs siècles et présentant une périodicité de 1500+500 ans (Bond *et al.*, 1997 ; voir synthèse de Mayewski *et al.*, 2004).

Plus globalement, les événements de « Bond » correspondent à des changements climatiques rapides au cours de l'Holocène (CCR) (Mayewski *et al.*, 2004). Les CCR ont été mis en évidence à travers de nombreuses études (glaciers alpins, niveaux des lacs africains, carottes en océan profond...) et se définissent comme six changements climatiques majeurs au cours de la période Holocène : 9000-8000, 6000-5000, 4200-3800, 3500-2500, 1200-1000, à partir de 600 ans cal. BP. Au cours de la seconde période de l'Holocène, les CCR les plus reconnus sont ceux de 6000-5000 ans cal. BP et de 3500-2500 ans cal. BP et sont associés à un renforcement des vents d'Ouest en Atlantique Nord et à une avancée des glaciers alpins. Les CCR 4200-3800 ans cal. BP et 1200-1000 ans cal. BP ont été moins observés autour du globe (Mayewski *et al.*, 2004) (Figure VI-8).

De nombreuses études montrent que le mécanisme le plus probable à l'origine de ces événements correspond aux variations d'intensité solaire. En particulier pour les événements 6000-5000 ans cal. BP et 3500-2500 ans cal. BP qui coïncident avec des maximums d'enregistrements d'isotopes cosmogéniques (^{14}C et ^{10}Be) suggérant un déclin de l'activité solaire (Mayewski *et al.*, 2004). Cependant de nouvelles études, basées sur l'analyse du signal (analyse en ondelettes) de plusieurs séries de données existantes, montrent que les cycles à « 1500 ans » résulteraient de modifications dans la circulation océanique alors que les variations d'intensité solaires seraient à l'origine de cycles à 1000 ans ou 2500 ans (Debret *et al.*, 2007). Par ailleurs, il a été montré que des cycles à 1470 ans avaient une origine tidale, issus de la combinaison des cycles tidaux de période à 18 ans et 17,7 ans (Keeling et Whorf, 1997 ; Berger, *et al.*, 2002). Il est difficile de favoriser une origine par rapport à une autre, mais le signal climatique global correspond peut-être à une combinaison de ces différentes origines.

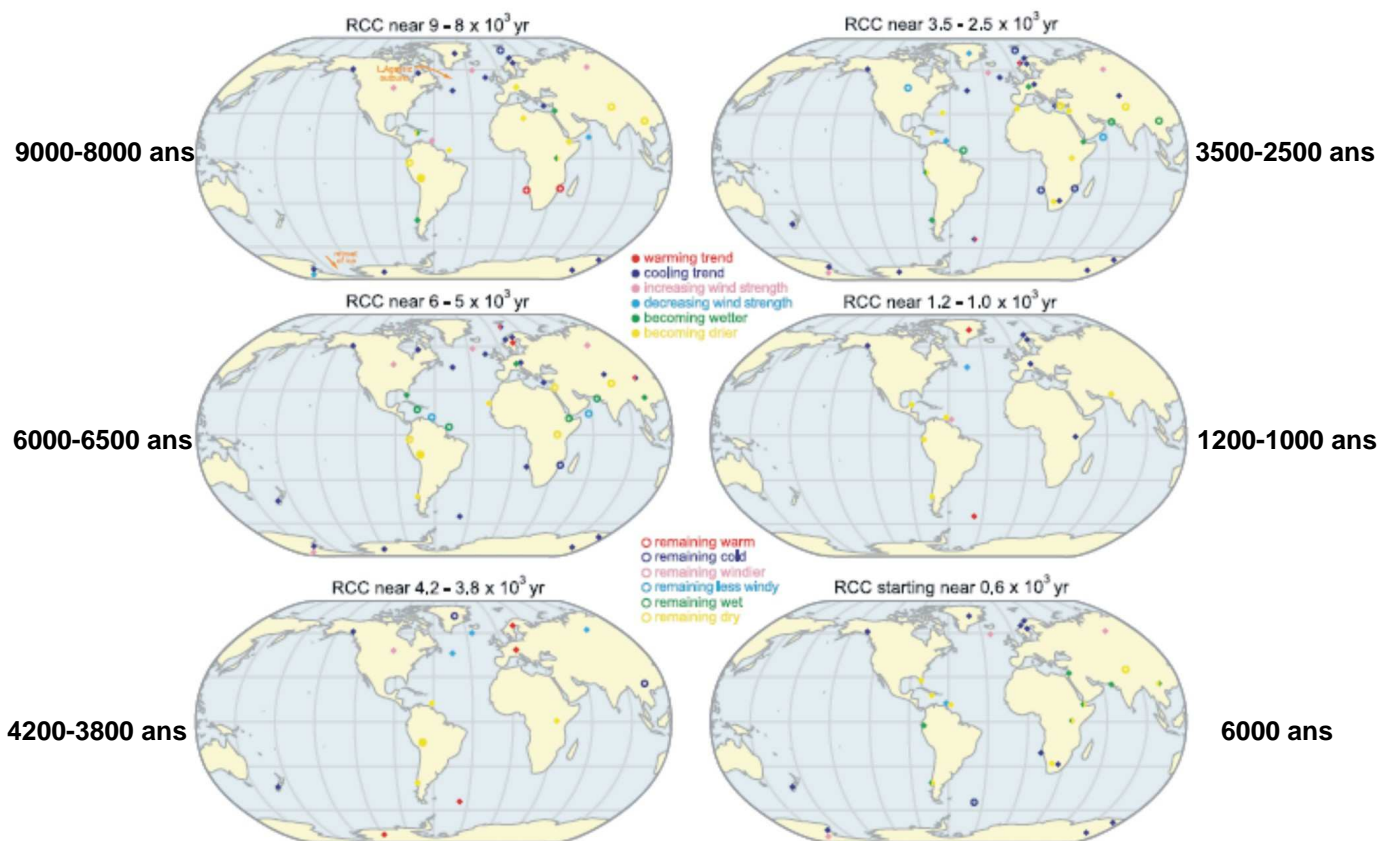


Figure VI-8 : Représentations des conditions climatiques autour du globe, issues de multiples études et proxies différents. Chaque carte représente une période associée à un Changement Climatique Rapide (Mayewski *et al.*, 2004).

ans cal. BP	Baie du Mont-Saint-Michel (cette étude)	“Cool events” Atlantique Nord (Bond et al., 1997)	“CCR” de l’Holocène (Mayewski et al., 2004)
Actuel			600- ans cal. BP
1000	1000-1200 ans cal. BP	1400 ans cal. BP	1000-1200 ans cal. BP
2000			
3000	~3000 ans cal. BP	2800 ans cal. BP	2500-3500 ans cal. BP
4000	4000-4500 ans cal. BP	4200 ans cal. BP	3800-4200 ans cal. BP
5000			
6000	5500-5800 ans cal. BP	5900 ans cal. BP	5000-6000 ans cal. BP
7000			
8000		8100 ans cal. BP	8000-9000 ans cal. BP
9000		9400 ans cal. BP	
10000			

Tableau VI-1 : tableau de comparaison entre les âges des crises climatiques enregistrées dans la baie du Mont-Saint-Michel et les crises climatiques décrites dans la littérature.

L'ensemble de ces informations permet de corrélérer chronologiquement les crises climatiques observées dans la Baie du Mont-Saint-Michel aux Changements Climatiques Rapides répertoriés au cours de la période Holocène récente (Tableau VI-1). Compte tenu de l'âge du prisme sédimentaire de la Baie, la crise climatique datée de 9000-8000 ans cal. BP n'est pas enregistrée. En ce qui concerne la crise la plus récente (à partir de 600 ans cal. BP, c'est à dire le Petit Age Glaciaire), l'anthropisation à partir du XI^{ème} siècle explique sans doute pourquoi elle n'est pas enregistrée, notamment dans le secteur « baie ». Cependant, la dernière séquence observée (n°6) dans l'architecture des bancs de Jullouville (situés au large de la Baie et donc moins soumis aux actions anthropiques) matérialise peut-être cette dernière crise climatique, reconnue d'ailleurs par certains auteurs comme la rapide et plus intense des crises au cours de la période fini-holocène (O'Brien *et al.*, 1995).

Des modèles basés sur la circulation atmosphérique montrent qu'au cours des périodes de faible intensité solaire, la dynamique des cellules atmosphériques peut être modifiée (Haigh, 1996 ; Shindell *et al.*, 1999). En effet, Meeker et Mayewski (2002) montrent qu'au cours de CCR (6000-5000 ans cal. BP et 3500-2500 ans cal. BP) les vents d'Ouest sont renforcés au niveau de l'Atlantique Nord. De telles conditions sont forcément favorables à l'augmentation de la dynamique de houle le long du littoral Nord-Ouest européen et plus particulièrement dans la Baie du Mont-Saint-Michel. Il est donc très probable que la grande crise à 3000 ans cal. BP reconnue sur les littoraux de l'Europe du Nord-Ouest soit relative à cet événement.

En règle générale, une augmentation de la dynamique de houle le long de nos littoraux du Nord-Ouest est associée aux périodes d'Oscillation Nord Atlantique (NAO) positive (Hurrell et van Loon, 1997)

(Figure VI-9). (La NAO est un mode de variabilité climatique interannuelle à multidécennale pour l'Atlantique Nord (Hurrell, 1995).

Il est donc probable qu'à l'échelle des CCR, les changements de circulations atmosphériques induits au cours des périodes de faible intensité solaire, favorisent des phases de NAO positives dans le Nord-Ouest de la France. Cette hypothèse est confortée par les travaux de Bond *et al.* (2001) qui montrent une anti-corrélation entre les périodes de « cool events » et des phases de NAO négatives dans la zone Atlantique Nord.

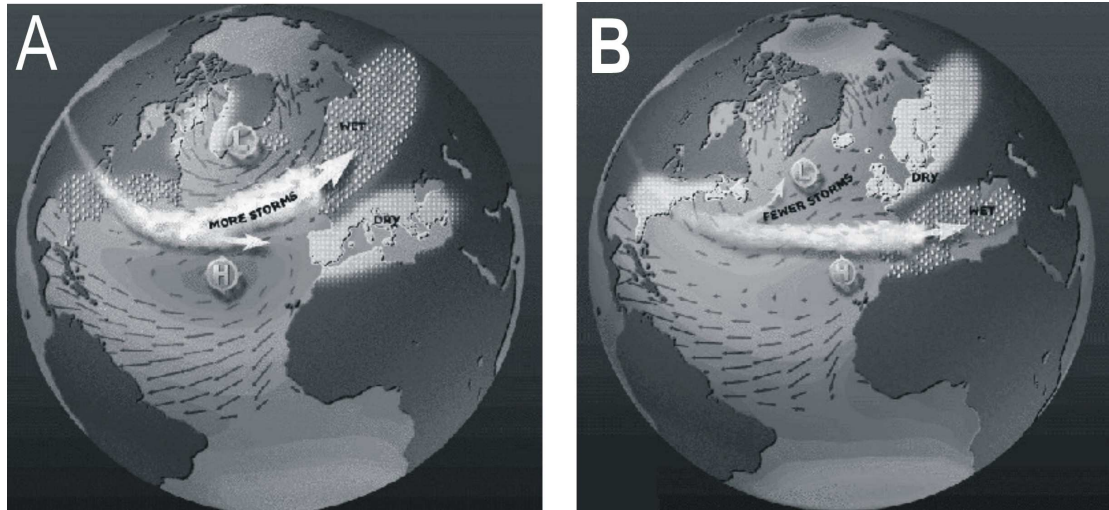


Figure VI-9 : A) conditions climatiques associées aux phases de NAO positive ; B) conditions climatiques associées aux phases de NAO négative.
<http://ldeo.columbia.edu/NAO/>

Conclusion générale

L'objectif de cette thèse était de décrypter la nature et la géométrie du prisme sédimentaire qui constitue le remplissage de la Baie du Mont-Saint-Michel, afin de définir aussi précisément que possible les différents facteurs qui contrôlent la dynamique de comblement et la préservation des dépôts de ce type d'environnement sédimentaire soumis à des marées comptant parmi les plus fortes du monde.

Ce travail a été réalisé grâce à l'acquisition et à l'interprétation de 600 km de profils sismiques THR et de 300 m de carottes sur l'ensemble de la Baie du Mont-Saint-Michel. Des études, basées sur la stratigraphie séquentielle et sur l'évolution des faciès et des séquences sédimentaires, ont permis de reconstituer l'architecture interne du remplissage de la Baie et de mettre en évidence l'évolution environnementale de celle-ci au cours de la période holocène. Les principaux résultats peuvent être résumés en trois points :

(1) Le modèle du remplissage sédimentaire de la Baie du Mont-Saint-Michel. L'ensemble des résultats de la sismique THR a mis en évidence différentes architectures du prisme sédimentaire selon les environnements de dépôt.

Le système de « baie » se caractérise à l'Ouest par des corps progradants à la base, et par un remplissage aggradant au sommet. Au sein de ce dernier, des sous-unités sont individualisées, séparées par de larges surfaces d'incisions tidales ; la terminaison des unités supérieures est en downlap vers le large. A l'Est, se situe un système plus linéaire où une unité de transition à géométrie ondulante passe latéralement à la géométrie du système estuarien.

Le système estuarien se caractérise par une géométrie aggradante à sa base. En revanche, dans l'axe du système estuarien, l'unité supérieure se caractérise par une base érosive et une configuration interne chenalisante. Cette unité chenalisante prograde vers le large. Le passage latéral entre l'unité basale aggradante et l'unité chenalisante se traduit à ce niveau par une variation latérale de faciès. C'est aussi au niveau de l'axe estuarien, dans la partie la plus interne, que la présence de gaz est observée de manière significative.

Le système du littoral NE est caractérisé par deux types de géométries du prisme sédimentaire : 1) des grands bancs asymétriques progradants visibles actuellement au large de Jullouville. Leur géométrie interne complexe témoigne d'une construction polyphasée; 2) une géométrie où les unités inférieures disparaissent en biseau sur le substratum remontant vers la côte, et caractérisée par la présence de l'unité chenalisante estuarienne à son sommet.

L'ensemble de ces caractéristiques permet d'établir un modèle de remplissage sédimentaire pour la Baie du Mont-Saint-Michel dont les originalités sont résumées comme suit (Figure C-1):

- Un cortège transgressif de faible volume au contraire d'un cortège de haut niveau marin très développé ;
- Une surface de ravinement tidale latéralement très développée et pouvant se confondre avec la limite de séquence lorsqu'elle atteint le substratum ;
- Une surface de ravinement par la houle présente localement en marge de l'axe estuarien.

- Une préservation des séquences sédimentaires liée essentiellement à l'accommodation **d'origine tidale** dans l'axe estuarien et **d'origine eustatique** le long de ses marges.
- Un passage latéral progressif baie/estuaire entre des géométries progradantes et aggradantes.

(2) Le potentiel de préservation des séquences sédimentaires et du temps au sein du cortège de haut niveau marin. La stratigraphie séquentielle du remplissage met en évidence qu'à l'échelle d'un bassin sédimentaire, il existe des disparités spatiales et temporelles dans le type de séquences sédimentaires enregistrées, ainsi que dans leur potentiel de préservation. Ce travail montre que dès que la vitesse de la transgression holocène diminue vers 6500 B.P., les facteurs locaux tels que l'hydrodynamisme, les apports sédimentaires et la morphologie héritée du substratum rocheux, jouent un rôle clef dans la préservation. Ainsi il a été montré que le long du littoral NE et dans le système de « baie », en dépit d'un faible apport sédimentaire et d'une dynamique de houle non négligeable, les étapes successives de construction du prisme sédimentaire en période de haut niveau marin sont préservées ; elles se matérialisent par des séquences sédimentaires d'une durée de l'ordre de 1500 ans.

A l'opposé, dans le système estuarien, exclusivement dominé par la marée, malgré les apports sédimentaires très abondants et un contexte de vallée incisée, la préservation du nombre de séquences et du temps qu'elles représentent est minimale en raison d'une surface de ravinement tidal profonde par rapport à l'accommodation initiale qui est faible (faible profondeur d'incision). Par conséquent, le remplissage marin holocène est représenté dans l'estuaire interne par une séquence unique de comblement de chenal d'une durée d'ordre décennal à centennal.

Une telle disparité dans les faciès et le temps préservés dans le cortège de haut niveau marin devrait être prise en compte dans l'analyse des séries anciennes, et plus particulièrement pour les corrélations séquentielles à haute résolution.

Ces résultats sont également importants pour le développement des modèles prédictifs sur l'évolution des littoraux, puisqu'ils mettent en évidence la périodicité des changements environnementaux majeurs, qui se traduisent par une modification profonde du paysage. C'est le cas pour les systèmes localisés au niveau des marges du système estuarien, pour lesquels les séquences préservées fournissent des indications sur l'échelle de temps de ces changements majeurs. Cette dernière remarque nous conduit au 3^e point :

(3) L'origine des séquences sédimentaires à « 1500 ans ». Les séquences sédimentaires préservées dans les remplissages en marge du système estuarien permettent de comprendre la dynamique de comblement à haute fréquence de la Baie du Mont-Saint-Michel. Différents types de séquences ont été corrélées :

- 1) A l'Ouest, des séquences d'incision tidale puis de comblement (4 à 5 séquences successives) témoignent de phénomènes de réactivation de passes tidales (en liaison avec l'inondation des marais) entre 6500 ans BP et l'Actuel. Cinq séquences de type "tempestites" sont également mises en évidence dans le secteur « baie » avec une récurrence de 1500 ans depuis 6500 ans BP.
- 2) Au Nord-Est, quatre séquences principales de comblement de vasières d'arrière-barrière sont répertoriées. Elles résultent de phases de stabilisation et de déstabilisation de la barrière littorale. Leur échelle de temps est d'ordre millénaire.

Conclusions générales

- 3) Plus au Nord, dans le prisme sableux de l'entrée de la baie, les données sismiques montrent six phases de construction au sein de grands bancs tidaux, séparées par des phases d'aplanissement.

L'analyse séquentielle associée à des points de calage chronologique a montré que toutes ces séquences peuvent être corrélées à l'échelle du bassin sédimentaire et être synchrones, avec une périodicité d'environ 1500 ans (5500-5800 cal. ans BP ; 4000-4500 cal. ans BP, ~3000 ans cal. BP, 800-1200 cal. BP). Elles résultent toutes d'une augmentation de la dynamique de houle, et sont interprétées comme le résultat de crises climatiques.

Les âges de ces différentes crises sont reliés aux événements froids de Bond sur les eaux océaniques atlantiques. Le mécanisme à l'origine de ces changements climatiques est encore aujourd'hui l'objet de débats (modifications de la circulation océanique, variation de l'activité solaire ou cycles tidaux). Nous savons toutefois dans notre cas qu'une augmentation de la dynamique de houle au Nord de la France est associée à des périodes de conditions atmosphériques humides et « chaudes », telles qu'elles sont définies en période de NAO positive.

Même si le mécanisme de ces crises climatiques est encore incertain, leur enregistrement dans les prismes sédimentaires côtiers est indéniable.

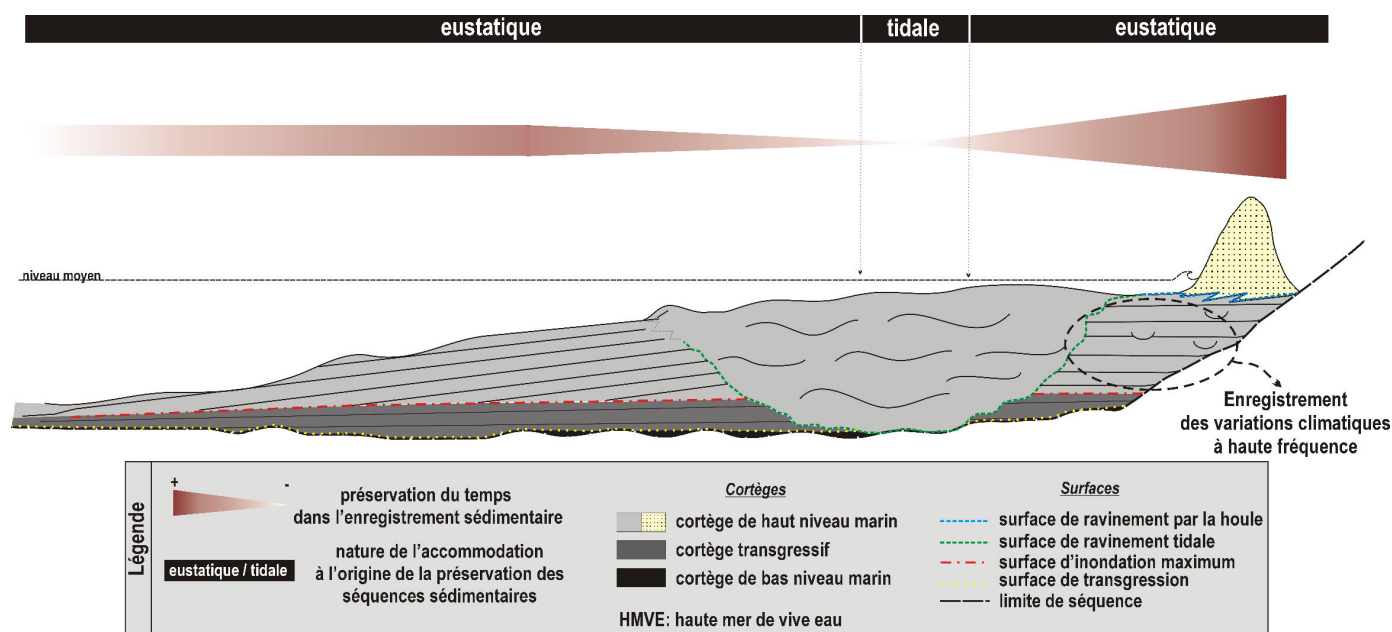


Figure C-1 : « Modèle » conceptuel illustrant l'organisation stratigraphique (cortèges et surfaces) du remplissage sédimentaire d'un environnement mégatidal et la préservation du temps et des séquences sédimentaires le composant.

L'ensemble de ces résultats a montré que l'évolution de l'intensité des facteurs locaux (notamment de l'hydrodynamisme) au cours d'un cycle eustatique était un point clef dans la mise en place et la préservation des dépôts d'un prisme littoral. L'évolution de la dynamique de houle, dans un milieu mégatidal, peut engendrer la construction de barrières littorales et ainsi créer une accommodation locale qui peut être à l'origine de la mise en place et de la préservation de séquences sédimentaires. Ce résultat doit donc être pris en compte dans les nouveaux modèles stratigraphiques.

Références bibliographiques

A

- Abbot, S.T. et Carter, R.M. (1994). The sequence architecture of mid-Pleistocene cyclothems from New Zealand : facies development during a period of orbital control on sea level periodicity. In: De Boer, P.L. et Smith, D.G. *Orbital Forcing and Cyclic Sequences. Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.* **19**, 367-394.
- Allen, J. R. L. (1969). Erosional current marks of weakly cohesive mud beds. *Journal of Sedimentary Petrology* **39**, 607-623.
- Allen, G. P., and Posamentier, H. W. (1993). Sequence stratigraphy and facies model of an incised valley fill: The Gironde estuary, France. *Journal of Sedimentary Petrology* **63**, 378-391.
- Allen, J. R. L. (2000a). Late Flandrian (Holocene) tidal palaeochannels, Gwent Levels (Severn Estuary), SW Britain: character, evolution and relation to shore. *Marine Geology* **162**, 353-380.
- Allen, J. R. L. (2000b). Morphodynamics of Holocene salt marshes : a review sketch from the Atlantic and Southern North Sea coasts of Europe. *Quaternary Science Reviews* **19**, 1155-1231.
- Allen, J. R. L. (2003). An eclectic morphostratigraphic model for the sedimentary response to Holocene sea-level rise in northwest Europe. *Sedimentary Geology* **161**, 31-54.
- Allen, B. D., Anderson, R.Y. (1993). Evidence from western North America for rapid shifts in climate during the last glacial maximum. *Science* **260**, 1920-1923.
- Allen, G. P., Posamentier, H. W. (1993). Sequence stratigraphy and facies model of an incised valley fill: The Gironde estuary, France. *Journal of Sedimentary Petrology* **63**, 378-391.
- Amos, C. L. (1996). Siliciclastic Tidal flats. In: "Geomorphology and Sedimentology of Estuaries." (G. M. E. Perillo, Eds.), pp. 273-306. Elsevier, Amsterdam.
- Auffret, J.P., Larssonneur, C., L'Homer, A. (1982). Géométrie de la couche sédimentaire meuble dans le domaine intertidal et sous-marin. A.S.F. voyage d'étude. In: La Baie du Mont-Saint-Michel. 22-24.
- Ashley, G. M. et Sheridan, R.E. (1994). Depositional model for valley fills on a passive continental margin. In: "Incised valley system: origin and sedimentary sequences." (R. W. Dalrymple, Boyd, R., Zaitlin, B.A., Eds.), pp. 285-301. SEPM, Special Publication, Tulsa.

B

- Baeteman, C. (2005). How subsoil morphology and erodibility influence the origin and pattern of late Holocene tidal channels: case studies from the Belgian coastal lowlands. *Quaternary Science Reviews* **24**, 2146-2162.

- Baeteman, C., Scott, D.B., Van Strydonck, M. (2002). Changes in coastal zone processes at a high sea-level stand: a late Holocene example from Belgium. *Journal of Quaternary Science* **17**, 547-559.
- Bajard, J. (1966). Figures et structures sédimentaires dans la zone intertidale de la partie orientale de la baie du Mont-Saint-Michel. *Revue de géographie physique et de géologie dynamique* **3**, 189-199.
- Baker, R. G. V., Haworth, R.J. (2000a). Smooth or oscillating late Holocene sea-level curve? Evidence from cross-regional statistical regressions of fixed biological indicators. *Marine Geology* **163**, 353-365.
- Baker, R. G. V., Haworth, R.J. (2000b). Smooth or oscillating late Holocene sea-level curve? Evidence from the palaeo-zoology of fixed biological indicators in east Australia and beyond. *Marine Geology* **163**, 367-386.
- Baltzer, A., Stepanian, A., Owono, J., Tessier, B., (2004) Identification des sables vacuolaires à terre et en mer. *Revue Française de Génie Civil- RFGC- n° 9*, **7**, pp. 1139-1149.
- Baltzer, A., Tessier, B., Nouzé, H., Bates, R., Moore, C., Menier, D. (2005). Seistec Seismic Profiles : A Tool to differentiate gas signatures. *Marine Geophysical Researches* **26**, 235.
- Banerjee, P. K. (2000). Holocene and Late Pleistocene relative sea level fluctuations along the east coast of India. *Marine Geology* **167**, 243-260.
- Bao, R., Da Conceição Freitas, M., Andrade, C. (1999). Separating eustatic from local environmental effects: a late-Holocene record of coastal change in Albufeira Lagoon, Portugal. *The Holocene* **9**, 341-352.
- Bard, E., Raisbeck, G. M., Yiou, F., Jouzel, J. (1997). Solar modulation of cosmogenic nuclide production over the last millennium : comparison between ^{14}C and ^{10}Be records. *Earth and Planetary Science Letters* **150**, 453-462.
- Bard, R., Hamelin, B., Arnold, M., Montaggioni, L., Cabioch, G., Faure, G., Rougerie, F., (1996). Deglacial sea-level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge. *Nature* **382**, 241-244.
- Barnola, J.-M. (1999). Status of the atmospheric O_2 reconstruction from ice core analyses. *Tellus* **51B**, 151-155.
- Barusseau, J. P., Akouango, E., Ba, M., Descamps, C., Golf, A. (1996). Evidence for short term retreat of the barrier shorelines. *Quaternary Science Reviews* **15**, 763-771.
- Bassoulet, P., Le Hir, P., Gouleau, D., Robert, S. (2000). Sediment transport over an intertidal mudflat: field investigations and estimations of fluxes within the "Baie de Marennes-Oléron" (France). *Continental Shelf Research* **20**, 1635-1653.
- Beets, D. J., Van der Valk, L., Stive, M.J.F. (1992). Holocene evolution of the coast of Holland. *Marine Geology* **103**, 423-443.
- Berger, W.H., Pätzold, J., Wefer, G. (2002). A case for climate cycles: Orbit, Sun and Moon. In: Wefer, G., Berger, W.H., Jansen, E., Climate development and history of the North Atlantic Realm, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.

- Berné, S., Lericolais, G., Marsset, T., Bourillet, J.F., De Batist, M. (1998). Erosional offshore sand ridges and lowstand shorefaces: examples from tide and wave-dominated environments of France. *Journal of Sedimentary Research* **68**, 540-555.
- Bertin, X. et Chaumillon, E. (2005). New insights in shallow gas generation from very high resolution seismic and bathymetric surveys in the Marennes-Oléron Bay, France. *Marine Geophysical Researches* **26**, 225-233.
- Bertrand, C. (2004). Les derniers 1000 ans. *Comptes Rendus Géosciences* **336**, 741-750.
- Bianchi, G. G., McCave, N. (1999). Holocene periodicity in North Atlantic climate and deep-ocean flow south of Iceland. *Nature* **397**, 515-517.
- Billard, C., Bernard, V., Bouffigny, A., Clavel, B., Lautridou, J.P., L'Homer, A., Quevillon, S., Tessier, B. (2004). La "Pêcherie" de l'âge du Bronze de Saint-Jean-le-Thomas (Manche) "Plage de Pignochet". In: "Rapport annuel du Programme Collectif de Recherche "L'exploitation des milieux littoraux en Basse-Normandie"." (D. R. A. C. Normandie, Eds.), pp. 11-31.
- Billeaud, I., Chaumillon, E., and Weber, O. (2005). Evidence of a major environmental change recorded in a macrotidal bay (Marennes-Oléron Bay, France) by correlation between VHR seismic profiles and cores. *Geo-Marine Letters* **25**, 1-10.
- Billeaud, I., Tessier, B., Lesueur, P., Caline, B. (2007). Preservation potential of highstand coastal sedimentary bodies in a macrotidal basin: Example from the Bay of Mont-Saint-Michel, NW France. *Sedimentary Geology* doi: **10.1016/j.sedgeo.2007.09.002**.
- Bird, M. I., Fifield, L.K., Teh, T.S., Chang, C.H., Shirlaw, N., Lambeck, K. (2007). An inflection in the rate of early mid-Holocene eustatic sea-level rise: a new sea-level curve from Singapore. *Estuarine Coastal Shelf Science* **71**, 523-536.
- Blanchard, M. (1995). Origine et état de la population de *Crépidula fornicata* (Gastropoda prosobranchia) sur le littoral français. *Haliotis* **24**, 75-86.
- Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M.N., Howers, W., Hoffmann, S., Lotti-Bond, S., Hajdas, I., Bonani, G. (2001). Persistent Solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science* **294**, 2130-2135.
- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., de Menocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I., Bonani, G. (1997). A pervasive millennial-scale cycle in north Atlantic Holocene and glacial climates. *Science* **278**, 1257-1266.
- Bonnot-Courtois, C., Fournier, J., Dreau, A. (2004). Recent morphodynamics of shell banks in the western part of the Bay of Mont-Saint-Michel. *Géomorphologie: relief, processus, environnement* **1**, 65-80.
- Bonnot-Courtois, C., Caline, B., L'Homer, A., Le Vot, M. (2002). "La Baie du Mont-Saint-Michel et l'Estuaire de la Rance. Environnements sédimentaires, aménagements et évolution récente." *Mémoire Elf-aquitaine* **26**, pp. 256.
- Boski, T., Moura, D., Veiga-Pires, C., Camacho, S., Duarte, D., Scott, D. B., and Fernandes, S. G. (2002). Postglacial sea-level rise and sedimentary response in the Guadiana Estuary, Portugal/Spain border. *Sedimentary Geology* **150**, 103-122.

- Boyd, R., Dalrymple, R., Zaitlin, B.A. (1992). Classification of clastic coastal depositional environments. *Sedimentary Geology* **80**, 139-150.
- Bradley, R. S. (2003). Climate of the last Millennium. *In*: "Holocene Working Group Workshop." Bjerknes, Centre for Climate Research, August 2003.
- Broecker, W. S. (2000a). Abrupt climate change: causal constraints provided by the paleoclimate record. *Earth-Science Reviews* **51**, 137-154.
- Broecker, W. S. (2000b). Was a change in thermohaline circulation responsible for the Little Ice Age. *PNAS* **97**, 1339-1342.

C

- Caline, B. (1982). Le secteur occidental de la Baie du Mont-Saint-Michel : morphologie, sédimentologie et cartographie de l'estran. *In*: "Doc. du BRGM, n°42." pp. 250.
- Carbonel, P., Darteville, H., Evin, J., Gruet, Y., Laporte, L., Marambat, L., Tastet, J.P., Vella, C., Weber, O. (1998). Evolution paléogéographique de l'estuaire de la Charente au cours de l'Holocène. *In*: "L'estuaire de la Charente de la Protohistoire au Moyen Age. La Challonnaire et Mortantambe (Charente maritime)." (L. Laporte, Eds.), pp. 15-25. MSH, Paris.
- Carter, R. M. (1998). Two models: global sea-level change and sequence stratigraphic architecture. *Sedimentary Geology* **122**, 23-36.
- Carter, R. M., Fulthorpe, C.S., Naish, T.R. (1998). Sequence concepts at seismic and outcrop scale: the distinction between physical and conceptual stratigraphic surfaces. *Sedimentary Geology* **122**, 165-179.
- Cary, L. (2000). Etude sédimentologique, minéralogique et palynologique d'une carotte prélevée au pied du Mont-Saint-Michel. Rapport de Maîtrise des Sciences de la Terre et de l'Univers, Université de Caen.
- Catuneanu, O. (2002). Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. *Journal of African Earth Sciences* **35**, 1-43.
- Cearreta, A. et Murray, J.W. (1996). Holocene paleoenvironmental and relative sea-level changes in the Santona estuary, Spain. *Journal of Foraminiferal Research* **26**, 289-299.
- Choi, K., Kim, S.-P. (2006). Late Quaternary evolution of macrotidal Kimpo tidal flat, Kyonggi Bay, west coast of Korea. *Marine Geology* **232**, 17-34.
- Chun, S. S., Yang, B.C., Lee, I.T., Lee, H.J. (2000). "Non-barred, open macrotidal flats strongly influenced by wave action, Gomso Bay and Baeksu coast, southwest Korea: depositional processes, seasonal evolution and transgressive stratigraphy." Seoul, Korea.
- Clavé, B. (2001). Evolution des paléo-environnements côtiers à l'Holocène : Exemple de l'Aquitaine Septentrionale. *Thèse de Doctorat*, Université Bordeaux I.
- Clavé, B., Carbonel, P., Massé, L. Tastet, J.P. (2001). Holocene coastal changes and infilling of the La Perroche marsh (French Atlantic Coast). *Oceanologica Acta* **24**, 377-389.

- Clemmensen, L. B., Bjornsen, M., Murray, A., Pedersen, K. (2007). Formation of aeolian dunes on Anholt, Denmark since AD 1560: a record of deforestation and increased storminess. *Sedimentary Geology* **199**, 171-187.
- Clet-Pellerin, M., Lautridou, J.P., Delibrias, G. (1981). Les formations Holocènes et Pleistocènes de la partie orientale de la baie du Mont-Saint-Michel. *Bulletin de la société linnéenne de Normandie* **109**, 3-20.
- Compain, P., Larsonneur, C., Walker, P. (1988). Les sédiments et leur dynamique dans la partie nord-est de la baie du Mont-Saint-Michel. *Bulletin de la société linnéenne de Normandie* **112/113**, 109-114.
- Cowell, P.J., Thom, B.G. (1994). Morphodynamics of coastal evolution. In: Carter, R.W.G., Woodroffe, C.D. (Eds.), *Coastal Evolution, Late Quaternary Shoreline Morphodynamics*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 33–86.
- Crowley, T. J. (2000). Causes of climate change over the past 1000 years. *Science* **289**, 270-277.
- Cyrille Billard, V. B., Bouffigny, A., Clavel, B., Lautridou, J.P., L'Homer, A., Quevillon, S., Tessier, B. (2004). La pêche de l'âge du Bronze de Saint-Jean-le-Thomas (Manche) "Plage du Pignochet". In "L'exploitation des milieux littoraux en Basse-Normandie. Programme collectif de recherche." pp. 46. DRAC.

D

- Dabrio, C. J., Zazo, C., Goy, J. L., Sierro, F., Borja, F., Lario, F., Gonzales, J. A., Flores, J. A. (2000). Depositional history of estuarine infill during the last postglacial transgression (Gulf of Cadiz, Southern Spain). *Marine Geology* **162**, 381-404.
- Dalrymple, R. W., Knight, R.J., Zaitlin, B.A., Middleton, G.V. (1990). Dynamics and facies model of a macrotidal sand bar complex, Cobequid Bay - Salmon River estuary (Bay of Fundy). *Sedimentology* **37**, 577-612.
- Dalrymple, R. W., Zaitlin, B. A., and Boyd, R. (1992). Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implication. *Journal of Sedimentary Petrology* **62**, 1130-1146.
- Dalrymple, R. W., Boyd, R., Zaitlin, B.A. (1994). History of research, types and internal organisation of incised-valley systems: introduction to the volume. In: "Incised-valley systems: origin and sedimentary sequences." (R. W. Dalrymple, Boyd, R., Zaitlin, B.A., Eds.), pp. 3-10. SEPM, Special Publication.
- Dalrymple, R. W., Zaitlin, B.A. (1994). High-resolution sequence stratigraphy of a complex, incised valley succession, Cobequid Bay-Salmon River estuary, Bay of Fundy, Canada. *Sedimentology* **41**, 1069-1091.
- Dawson, A., Elliott, L., Noone, S., Hickey, K., Holt, T., Wadhams, P., Foster, I. (2004). Historical storminess and climate "see-saws" in the North Atlantic region. *Marine Geology* **210**, 247-259.
- Debret, M., Bout-Roumazeilles, V., Grousset, F., Desmet, M., McManus, J.F., Massei, N., Sebag, D., Petit, J.-R., Copard, Y., Trentesaux, A. (2007). The origin of the 1500-years climate cycles in Holocene North-Atlantic records. *Climate of the Past* **3**, 569-575.

- de Groot, Th. A. M., Westerhoff, W. E. and Bosch, J. A. H. (1996). Sea-level rise during the last 2000 years as recorded in the Dutch Wadden Sea south of the Island of Ameland. *In: Beets, D. J., Fischer, M. M., de Gans, W. (Eds.), Coastal studies on the Holocene of The Netherlands*. Harlem: Rijks Geologische Dienst, 69-78.
- Delanay, C., Devoy, R. (1995). Evidence from sites in western Ireland of Late Holocene changes in coastal environments. *Marine Geology* **124**, 273-287.
- Delibrias, G., Guilcher, M. T. (1971). The sea Level on the Atlantic coast and the Channel for the last 10,000 years by the ^{14}C method. *Quaternaria* **14**, 131-135.
- Demarest, J. M., Kraft, J.C. (1987). Stratigraphic record of Quaternary sea levels: implication for ancient strata. *In: "Sea level fluctuations and coastal evolution."* (O. H. P. D. Nummedal, J.D. Howard, Eds.), pp. 223-239. SEPM, Special Publication.
- de Menocal, P., Ortiz, J., Guilderson, T., Sarnthein, M. (2000). Coherent high- and low-latitude climate variability during the Holocene Warm Period. *Science* **288**, 2198-2202.
- de Menocal, P. B. (2001). Cultural Responses to Climate Change during the Late Holocene. *Science* **292**, 667-673.
- Denys, L. et Baeteman, C. (1995). Holocene evolution of relative sea level and local mean high water spring tides in Belgium—a first assessment. *Marine Geology* **124**, 1-19.
- Desprat, S., Sanchez-Goni, M., Loutre, M.F. (2003). Revealing climatic variability of the last three millennia in northwestern Iberia using pollen influx data. *Earth and Planetary Science Letters* **213**, 63-78.
- Dias, J. M. A., Boski, T., Rodrigues, A., Magalhaes, F. (2000). Coast line evolution in Portugal since the Last Glacial Maximum until present - a synthesis. *Marine Geology* **170**, 177-186.
- Doulcier, P. (1977). "Le Mont-Saint-Michel. Le problème du caractère maritime du site." Unpublished Thèse Docteur-Ingénieur, Université Paris XI, Orsay.
- Duran, R., Garcia-Gil, S., Diez, R. (2007). Stratigraphic framework of gas accumulations in the Ria de Pontevedra (NW Spain). *Geo-Marine Letters* **27**, 77-88.
- Dyer, K. R., Christie, M.C., Wright, E.W. (2000). The classification of intertidal mudflats. *Continental Shelf Research* **20**, 1039-1060.

E

- Ehrhold, A. (1999). "Dynamique de comblement d'un bassin sédimentaire soumis à un régime mégatidal : Exemple de la Baie du Mont-Saint-Michel." Unpublished Thèse de Doctorat, Université de Caen.
- Ehrhold, A., Blanchard, M., Auffret, J.P., Garlan, T. (1998). Conséquences de la prolifération de la crépidule (*Crepidula fornicata*) sur l'évolution sédimentaire de la baie du Mont-Saint-Michel (Manche, France). *Comptes Rendus Geosciences* **327**, 583-588.
- Eisma, D. (1998). "Intertidal Deposits. River Mouths, Tidal Flats and Coastal Lagoons." CRC Press.

F

- Fairbanks, R. G. (1989). A 17,000 year glacio-eustatic sea level record influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep- ocean circulation. *Nature* **342**, 637-642.
- Fairbridge, R. W. (1961). Eustatic changes in the sea level. *Physics and Chemistry of the Earth* **5**, 99-185.
- Fénies, H., Lericolais, G. (2005). Architecture interne d'une vallée incisée sur une côte à forte énergie de houle et de marée (vallée de la Leyre, côte aquitaine, France). *Comptes Rendus Geosciences* **337**, 1257-1266.
- Ferey, J. P. (1980). "Interprétations des données de sondage sur la Baie du Mont-Saint-Michel." Rapport de l'Ecole des Mines, non publié.
- Fernandes-Salas, L. M., Lobo, F. J., Hernandez-Molina, F. J., Somoza, L., Rodero, J., Diaz del Rio, V., Maldonado, A. (2005). High-resolution architecture of late Holocene highstand prodeltaic deposits from southern Spain: the imprint of high-frequency climatic and relative sea-level changes. *Continental Shelf Research* **23**, 1037-1054.
- Ferrandes, R., Rougieux, L. (1980). Appui à la cartographie géologique par sismique réfraction dans la baie du Mont-Saint-Michel (BRGM, Eds.) BRGM, Orléans.
- Figueiral, I., Terral, J. (2002). Late Quaternary refugia of Mediterranean taxa in the Portuguese Estremadura: charcoal based palaeovegetation and climatic reconstruction. *Quaternary Science Review* **21**, 549-558.
- Floodgate, G.D. et Judd, A.G. (1992). The origins of shallow gas. *Continental Shelf Research* **12**, 1145-1156.
- Freitas, M. C., Andrade, C., Cruces, A. (2002). The geological record of environmental changes in southwestern Portuguese coastal lagoons since the Lateglacial. *Quaternary International* **93-94**, 161-170.
- Fuchs, M., Guilpain, P. (2003). The Bay of Mont-Saint-Michel, Shallow coring campaign 2003 (TOTAL, Eds.).

G

- Garcia-Garcia, A., Garcia-Gil, S., Vilas, F. (2003). Monitoring the Spanish gas fields in the Ria de Vigo (1991–2001). *Geo-Marine Letters* **23**, 200-206.
- Garcia-Garcia, A., Garcia-Gil, S., Vilas, F. (2005). Quaternary evolution of the Ria de Vigo, Spain. *Marine Geology* **220**, 153-179.
- Garcia-Gil, S., Vilas, F., Garcia-Garcia, A. (2002). Shallow gas features in incised valleys fills (Ria de Vigo, NW Spain): a case study. *Continental Shelf Research* **22**, 2303-2315.
- van Geel, B., Raspopov, O.M., Renssen, H., van der Plicht, J., Dergachev, V.A., Meijer, H.A.J. (1999). The role of solar forcing upon climate change. *Quaternary Science Reviews* **18**, 331-338.

- Gorgas, T. J., Kim, G.Y., Park, S.C., Wilkens, R.H., Kim, D.C., Lee, G.H., Seo, Y.K. (2003). Evidence for gassy sediments on the inner shelf of SE Korea from geoaoustic properties. *Continental Shelf Research* **23**, 821-834.
- Gouleau, D., Jouanneau, J.M., Weber, O., Sauriau, P.G. (2000). Short and long term sedimentation on Montportail-Brouage intertidal mudflat, Marennes-Oléron Bay (France). *Continental Shelf Research* **20**, 1513-1530.
- Goy, J. L., Zazo, C., Dabrio, C.J., Lario, J., Borja, F., Sierro, F.J., Flores, J.A. (1996). Global and regional factors controlling changes of coastline in southern Iberia (Spain) during the Holocene. *Quaternary Science Reviews* **15**, 773-780.
- Goy, J. L., Zazo, C., Dabrio, C.J. (2003). A beach-ridge progradation complex reflecting periodical sea-level and climate variability during the Holocene (Gulf of Almeria, Western Mediterranean). *Geomorphology* **50**, 251-268.
- Gutierrez-Mas, J. M., Hernandez-Molina., Lopez-Aguayo. (1996). Holocene sedimentary dynamics on the Iberian continental shelf of the Gulf of Cadiz (SW Spain). *Continental Shelf Research* **16**, 1635-1653.

H

- Haigh, J. D. (1996). The impact of solar variability on climate. *Science* **272**.
- Hayes, M. O. (1975). "Morphology of sand accumulations in estuaries: an introduction to the symposium." New York.
- Heap, A. D., Bryce, S., Ryan, D. (2004). Facies evolution of Holocene estuaries and deltas: a large-sample statistical study from Australia. *Sedimentary Geology* **168**, 1-17.
- Hernandez-Molina, F. J., Somoza, L., Rey, J., and Pomar, L. (1994). Late Pleistocene-Holocene sediments on the Spanish continental shelves: Model for very high resolution sequence stratigraphy. *Marine Geology* **120**, 129-174.
- Hughen, K. A., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Bertrand, C., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Burr, G., Cutler, K.B., Damon, P.E., Edwards, R.L., Fairbanks, R.G., Friedrich, M., Guilderson, T.P., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S., Bronk Ramsey, C., Reimer, P.J., Reimer, R.W., Remmele, S., Southon, J.R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F.W., van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C.E. (2004). Marine04 marine radiocarbon age calibration, 0–26 cal kyr BP. *Radiocarbon* **46**, 1059-1086.
- Hugues Féliès, et Lericolais, G. (2005). Architecture interne d'une vallée incisée sur une côte à forte énergie de houle et de marée (vallée de la Leyre, côte aquitaine, France). *Comptes Rendus Geosciences* **337**, 1257-1266.
- Hurrell, W. (1995). Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation. *Science* **269**, 676-679.
- Hurrell, W., van Loon, H. (1997). Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation. *Climate Change* **36**, 301-326.

J

Jelgersma, S. (1961). Holocene sea-level changes in the Netherlands. *Mededelingen geologische Stichting C 7*, 100.

Jelgersma, S., Oele, E., Wiggers, A.J. (1979). Depositional history and coastal development in the Netherlands and the adjacent North Sea since the Eemian. In "The Quaternary of the North Sea." (E. Oele, Schuttenhelm, R.T.E., Wiggers, A.J., Eds.), pp. 115-142. Acta Universalis Upsaliensis; Symposia Universitatis Upsaliensis, Annun Quingentesimum Celebretis, Upssala.

K

Keeling, C. D. et Worhff, P. (2000). The 1,800-year oceanic tidal cycle: A possible cause of rapid climate change. *Geophysics* **97**, 3814-3819.

Keigwin, L. D. (1996). The Little Ice Age and Medieval Warm Period in the Sargasso Sea. *Science* **274**, 1503-1508.

Klein, G.D. (1977). Clastic Tidal Facies, Continuing Education Publication Co., Champaign, Ill, 149 p.

L

Labaune, C., Tesson, M., Gensous, B. (2005b). Integration of high and very high resolution seismic reflection profiles to study late Quaternary deposits of a coastal area in the western Gulf of Lions, SW France. *Marine Geophysical Researches* **26**, 109-122.

Laier, T., Jensen., J.B. (2007). Shallow gas depth-contour map of the Skagerrak-western Baltic Sea region. *Geo-Marine Letters* **27**, 127-141.

Lambeck, K. (1997). Sea-level change along the French Atlantic and Channel coasts since the time of the Last Glacial Maximum. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **129**, 1-22.

Lang, J., Lucas, G., Mathieu, R. (1973). Le domaine benthique littoral de la baie du Mont-Saint-Michel. *Revue des Sciences de la Terre* **XVIII**, n°1, 19-78.

Lanier, W. P., Tessier, B. (1998). Climbing ripple bedding in fluvio-estuarine system; a common feature associated with tidal dynamics. Modern and ancient analogues. In: "Tidalites: Processes and products." (Alexander, C.R., Davis, R.A., Henry, V.J., Eds.), pp. 109-117. SEPM, Special Publication.

Lario, J., Zazo, C., Dabrio, C.J., Somoza, L., Goy, J.L., Bardaji, T., Silva, P.G. (1995). Record of recent Holocene sediment input on spit bars and deltas of south Spain. *Journal of Coastal Research* **17**, 241-245.

Lario, F., Zazo, C., Goy, J. L., Dabrio, C. J., Borja, F., Silva, P. G., Sierro, F., Gonzales, J. A., Soler, V., and Yll, E. (2002). Changes in sedimentation trends in SW Iberia Holocene estuaries (Spain). *Quaternary International* **93-94**, 171-176.

Larsonneur, C. (1989). La baie du Mont-Saint-Michel. *Bulletin de l'Institut Géologique du Bassin d'Aquitaine* **46**, 1-75.

- Lautridou, J. P. (1985). "Le cycle périglaciaire pléistocène en Europe du Nord-Ouest et plus particulièrement en Normandie." Unpublished Thèse Doctorat, Université de Caen.
- Lautridou, J. P. (1991). Les sables de couverture weichséliens de la Baie du Mont-Saint-Michel (France). *Zeitschrift für Geomorphologie N. F.* **90**, 123-130.
- Lautridou, J. P., Auffret, J.P., Lécolle, F., Lefebvre, D., Lericolais, G., Roblin-Jouve, A., Balescu, S., Carpentier, G., Ordy, J.M., Descombes, J.C., Occhietti, S., Rousseau, D.D. (1999). Le fleuve Seine, le fleuve Manche. *Bulletin de la Société Géologique de France* **170**, 545-558.
- Lautridou, J. P., Cliquet, D., Coutard, J.P. (2006). "Excursion scientifique, Normandie. Vallée de la Seine, Pays de Caux, Seuil du Cotentin, Val de Saire."
- Lean, J. L., Wang, Y.-M., Sheeley, N.R. (2002). The effect of increasing solar activity on the Sun's total and open magnetic flux during multiple cycles: Implications for solar forcing of climate. *Geophysical Research Letters* **29**, 1-77.
- Lee, S. H., Chough, S.K. (2003). Distribution and origin of shallow gas in deep-sea sediments of the Ulleung Basin, East Sea (Sea of Japan). *Geo-Marine Letters* **22**.
- Leorij, A., Cearrata, A. (2004). Holocene enironmental development of the Bilbao estuary, northern Spain: Sequence stratigraphy and foraminiferal interpretation. *Marine Micropaleontology* **51**, 75-94.
- Lericolais, G., Fénies, H., Tastet, J.P., Berné, S. (1998). Reconnaissance par stratigraphie sismique haute résolution de la paléovallée de la Gironde sur le plateau continental. *Comptes Rendus Geosciences* **326**, 701-708.
- Lericolais, G., Berné, S., Fénies, H. (2001). Seaward pinching out and internal stratigraphy of the Gironde incised valley on the shelf (Bay of Biscay). *Marine Geology* **175**, 183-197.
- Lesueur, P., Tastet, J.P. (1994). Facies, internal structures and sequences of modern-derived muds on the Aquitaine inner shelf, France. *Marine Geology* **120**, 267-290.
- Lesueur, P., Tastet, J.P., Marambat, L. (1996). Shelf mud fields formation within historical times: examples from offshore the Gironde estuary, France. *Continental Shelf Research* **16**, 1849-1870.
- L'Homer, A., Caline, B., Bonnot-Courtois, C. (1995). Intérêt archéologique des bancs coquilliers du secteur occidental de la baie du Mont-Saint-Michel. *Dossier du Ce.R.A.A. suppl R*, 33-46.
- L'Homer, A., Courbouleix, S., Chantraine, J., Deroin, J.-P., Bonnot-Courtois, C., Caline B., Ehrhold, A., Lautridou, J.P., Morzadec-Kerfourn, M.-T. (1999). La baie du Mont-Saint-Michel. In: "Carte géologique à 1/50 000 et notice explicative". BRGM, Orléans.
- L'Homer, A., Bonnot-Courtois, C., Caline, B. (2002). Le prisme sédimentaire des dépôts du marais de Dol : essai de la reconstitution de la mise en place des dépôts. In : "La baie du Mont-Saint-Michel et l'estuaire de la Rance. Environnements sédimentaires, aménagements et évolution récente." (B. C. C. Bonnot-Courtois, A. L'Homer, M. Le Vot, Eds.) *Mémoire Elf-Aquitaine*, **26**. pp. 177-196.

- Lobo, F. J., Hernandez-Molina, F. J., Somoza, L., Diaz del Rio, V. (2001). The sedimentary record of the post-glacial transgression on the Gulf of Cadiz continental shelf (Southwest Spain). *Marine Geology* **178**, 171-195.
- Long, A. J., Plater, A.J., Waller, M.P., Innes, J.B. (1996). Holocene coastal sedimentation in the Eastern English Channel: New data from the Romney Marsh region, United Kingdom. *Marine Geology* **136**, 97-120.
- Long, A. J., Scaife, R.G., Edwards, R.J. (1999). Pine pollen in intertidal sediments from Poole Harbour, UK; implications for late Holocene sediment accretion rates and sea-level rise. *Quaternary International* **55**, 3-16.
- Long, A. J., Scaife, R.G., Edwards, R.J. (2000). Stratigraphic architecture, relative sea-level, and models of estuary development in southern England: new data from Southampton Water. *In*: "Coastal and Estuarine Environments: Sedimentology, geomorphology and geoarcheology." (K. Pye, Allen, J.R.L., Eds.), pp. 253-279. The Geological Society of London.
- Lowrie, A., Fairbridge, R.W. (1991). Role of eustasy in Holocene Mississippi Delta-Lobe switching. *In*: "Coastal Depositional Systems in the Gulf of Mexico: Quaternary Framework and Environmental Issues. Program with extended and Illustrated Abstracts, Twelfth Annual Research Conference, Gulf Coast Section, SEPM." (S. Penland, Roberts, H.H, Eds.), pp. 111-115, Tulsa, Oklahoma.

M

- MacGee, T.M. (1995). High resolution marine reflection profiling for engineering and environmental purposes. Part B: Digitizing analogue seismic signals. *Journal of Applied Geophysics* **33**, 287-296.
- Madsen, A. T., Murray, A.S., Anderson, T.J., Pejrup, M. (2007). Temporal changes of accretion rates on an estuarine salt marsh during the late Holocene reflection of local sea level changes? The Wadden Sea, Denmark. *Marine Geology*, **242** (4), 221-233.
- Mann, M. E., Bradley, R.S., Hughes, M.K. (1999). Northern Hemisphere temperatures during the past millennium: inferences, uncertainties, and limitations. *Geophysical Research Letters* **26**, 759-762.
- Mayewski, P. A., Meeker, L.D., Twickler, M.S., Whitlow, S., Yang, Q., Lyons, W.B., Prentice, M. (1997). Major features and forcing of high latitude northern hemisphere atmospheric circulation using a 110,000 year long glaciochemical series. *Journal of Geophysical Research* **102**, 26345-26366.
- Mayewski, P. A., Rohling, E.E., Stager, J.C., Karlén, W., Maasch, K.A., Meeker, L.D., Meyerson, E.A., Gasse, F., van Kreveld, S., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M., Schneider, R.R., Steig, E.J. (2004). Holocene climate variability. *Quaternary Research* **62**, 243-255.
- Masselink, G. et Hughes, M.G. (2003). Introduction to coastal processes and geomorphology. Oxford University Press, pp 353.
- Meeker, L. D., Mayewski, P.A. (2002). A 1400-year high resolution record of atmospheric circulation over the North Atlantic and Asia. *The Holocene* **12**, 257-266.

Meurisse, M., Van Vliet-Lanoë, B., Talon, B., Recourt, P. (2005). Complexes dunaires et tourbeux holocènes du littoral du Nord de la France. *Comptes Rendus Geosciences* **337**, 675-684.

Milankovitch, M. (1941). Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf des Eiszeitenproblem. In: "Special Publication 132, section of Mathematical and natural Sciences." (R. S. Sciences, Eds.), pp. 633, Belgrade.

Mitchum, J. R., Vail, P. R., Sangree, J. B. (1977). Stratigraphic interpretation of seismic reflection pattern in depositional sequences. In: "Seismic stratigraphy. Applications to hydrocarbon exploration." (C. E. Payton, Eds.), pp. 117-134.

Mörner, N. A. (1980). The northwest European "sea-level laboratory" and regional Holocene eustasy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **29**, 281-300.

Mörner, N. A. (1987). Models of global sea-levels changes. In: "Sea level Changes." (Tooley, M.J., Shennan, I. Eds.), pp. 332-355. Blackwell, Oxford.

Mörner, N. A. (1996b). Sea Level Variability. *Zeitschrift für Geomorphologie N. F.* **102**, 223-232.

Mörner, N. A. (1999). Sea level and climate: rapid regressions at local warm phases. *Quaternary International* **60**, 75-82.

Mörner, N. A. (2004). Estimating future sea level changes from past records. *Global and Planetary Change* **40**, 49-54.

Morzadec-Kerfourn, M. T. (1974). "Variations de la ligne de rivage armoricaine au Quaternaire. Analyses polliniques de dépôts organiques littoraux." *Mem. Soc. Géol. Min. Bretagne*, Rennes, **17**, pp. 208.

Moura, D., Veiga-Pires, C., Albardeiro, L., Boski, T., Rodrigues, A.L., Tareco, H. (2007). Holocene sea level fluctuations and coastal evolution in the central Algarve (Southern Portugal). *Marine Geology* **237**, 127-142.

N

Niggemann, S., Mangini, A., Mudelsee, M., Richter, D.K., Wurth, G. (2003). Sub-Milankovitch climatic cycles in Holocene stalagmites from Sauerland, Germany. *Earth and Planetary Science Letters* **216**, 539-547.

O

O'Brien, D. J., Whitehouse, R.J.S., Cramp, A. (2000). The cyclic development of a macrotidal mudflat on varying timescales. *Continental Shelf Research* **20**, 1593-1619.

P

Pascual, A., Weber, O., Rodriguez-Lazaro, J., Jouanneau, J.M., Pujos, M. (1998). Le comblement de la ria Gernika (golfe de Gascogne) à l'Holocène terminal. *Oceanologica Acta* **21**, 263-269.

Payton, C. E. (1977). Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploitation. *Mémoires AAPG* **26**, pp. 516.

Phlipponeau, M. (1956). La baie du Mont-Saint-Michel : étude de morphologie littorale. *Mémoire de la Société géologique et minière de Bretagne* **11**, 1-125.

Pirazzoli, P. A. (1991). "World Atlas of Holocene Sea Level Changes." Amsterdam.

van de Plassche, O. (1986). "Sea-Level Research: a manual for the collection and evaluation of data." Free University, Amsterdam.

Posamentier, H. W. et Vail, P.R. (1988). Eustatic controls on clastic deposition - conceptual framework. *In*: "Sea-level Changes: An integrated approach." (C. K. Wilgus, et al., Eds.), pp. 125-154. SEPM, Special Publication, Tulsa.

Prigent, D. (1981). Tassement naturel de tourbes holocènes. *Bulletin de la Société Géologique de France* **7**, 137-141.

Proust, J. N., Menier, D., Guillocheau, F., Guennoc, P., Bonnet, S., Rouby, D., Le Corre, C. (2001). Les vallées fossiles de la baie de la Vilaine: nature et évolution du prisme sédimentaire côtier du Pléistocène armoricain. *Bulletin de la Société Géologique de France* **172**, 737-749.

Q

Quesney, A. (1983). "Manche occidentale et mer Celtique. Etude des paléovallées, des fosses et des formations superficielles." *Thèse de Doctorat*, Université de Caen.

R

Regnault, H., Jennings, S., Delaney, C., Lemasson, L. (1996). Holocene sea-level variations and geomorphological response: an example from northern Brittany (France). *Quaternary Science Review* **15**, 781-787.

Reimer, P. J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Bertrand, C., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Burr, G., Cutler, K.B., Damon, P.E., Edwards, R.L., Fairbanks, R.G., Friedrich, M., Guilderson, T.P., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S., Bronk Ramsey, C., Reimer, R.W., Remmele, S., Southon, J.R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F.W., van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C.E. (2004). Intcal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP. *Radiocarbon* **46**, 1029-1058.

Reineck, H. E., Wunderlich, F. (1968). Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology* **1-2**, 11-99.

Reineck, H. E., Singh, I.B. (1980). "Depositional Sedimentary Environments." Springer Verlag, New York.

Reinson, G. E. (1992). Transgressive barrier island and estuarine systems. *In*: "Facies Models ; Response to Sea Level Change." (R. G. Walker, N.P. James, Eds.), pp. 179-194. Geological Association of Canada.

Roberts, N. (1998). The Holocene: an Environmental History (Second Edition). Blackwell, Oxford, 316 pp.

Roux, P. (1998). Rapports sur les niveaux de la mer aux abords du Mont-Saint-Michel. Données de 1884 à 1998. (P. d. R. d. c. m. d. Mont-Saint-Michel", Eds.), pp. 68. Direction Départementale de l'Équipement.

Roy, P. S., Thom, B.G., Wright, L.D. (1980). Holocene sequences on an embayed high-energy coast: An evolutionary model. *Sedimentary Geology* **26**, 1-19.

Roy, P. S., Cowell, P.J., Ferland, M.A., Thom, B.G. (1994). Wave-dominated coasts. *In*: "Coastal Evolution: Late Quaternary Shoreline Morphodynamics." (R. W. G. Carter, C.D. Woodroffe, Eds.), pp. 121-186. Cambridge University Press, Cambridge.

S

Shennan, I., Lambeck, K., Horton, B., Innes, J., Lloyd, J., McArthur, J., Purcell, T., Rutherford, M. (2000). Late Devensian and Holocene records of relative sea-level changes in northwest Scotland and their implications for glacio-hydroisostatic modelling. *Quaternary Science Reviews* **19**, 1103-1135.

Shennan, I., Horton, B. (2002). Holocene land- and sea-level changes in Great Britain. *Journal of Quaternary Science* **17**, 511-526.

Shennan, I., Hamilton, S., Hillier, C., Woodroffe, S. (2005). A 16,000-year record from near-field relative sea-level changes, northwest Scotland, United Kingdom. *Quaternary International* **133-134**, 95-106.

Shindell, D. T., Miller, R.L., Schmidt, G.A., Pandolfo, L. (1999). Simulation of recent northern winter climate trends by greenhouse-gas forcing. *Nature* **399**, 452-455.

Simpkin, P. et Davis, M. (1993). For Seismic profiling in very shallow water, a novel receiver. *Sea Technology*, **34**. p.5.

SHOM. (1998). De la pointe du Grouin a la pointe d'Agon. Baie du Mont-Saint-Michel, Iles Chausey. (7156P, Eds.).

SOGREAH. (1998). Projet de rétablissement du caractère maritime du Mont-Saint-Michel : études hydro-sédimentaires - Modèle physique d'ensemble - Réglage sédimentologique. *In*: "Rapport 51." Pp. 15.

Somoza, L., Barnolas, A., Arasa, A., Maestro, A., Rees, J. G., Hernandez-Molina, F.J. (1998). Architectural stacking patterns of the Ebro delta controlled by Holocene high-frequency eustatic fluctuations, delta-lobe switching and subsidence processes. *Sedimentary Geology* **117**, 11-32.

van der Spek, A. J. F., Beets, D.J. (1992). Mid-Holocene evolution of a tidal basin in the western Netherlands: a model for future changes in the northern Netherlands under conditions of accelerated sea-level rise? *In*: "Quaternary Coastal Evolution." (Donoghue, J.F., Davis, R.A., Fletcher, C.H., Suter, J.R., Eds.), pp. 185-197. *Sedimentary Geology*.

Spencer, C. D., Plater, A.J., Long, A.J. (1998). Rapid coastal change during the mid- to late Holocene: the record of barrier estuary sedimentation in the Romney Marsh region, southeast England. *The Holocene* **8**, 143-163.

- Stanley, D. J. (1995). A global sea-level curve for the late Quaternary: the impossible dream? *Marine Geology* **125**, 1-6.
- Stuiver, M., Braziunas, T. F., Grootes, P. M., Zielinski, G. A. (1997). Is there evidence for solar forcing of climate in the GISP2 oxygen isotope record? *Quaternary Research* **48**, 259-266.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., Bard, E., Beck, J.W., Bur, G.S., Hughen, K.A., Kromer, B., McConrad, G., van der Plicht, J., Spurk, M. (1998). INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24,000-0 cal BP. *Radiocarbon* **40**, 1041-1083.
- Stuiver, M., Reimer, P.J. (1993). Extended ^{14}C database and revised CALIB radiocarbon calibration program. *Radiocarbon* **35**, 215-230.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., Reimer, R.W. (2005). CALIB 5.0. (www. Programm and documentation).
- Swift, D. J. P., Thorne, J. A. (1991). Sedimentation on continental margins ; a general model for shelf sedimentation. *In*: "Shelf Sand and Sandstone Bodies. Geometry, facies and sequence stratigraphy." (D. J. P. Swift, G. F. Oertel, Eds.), pp. 3-31. Blackwell Scientific Publications.

T

- Tastet, J. P., Lesueur, P. (1994). Les destinées des suspensions de l'estuaire de la Gironde durant les 6000 derniers ans. *In*: "Colloquio international Oceanografia del Golfo de Viscaya." pp. 107-112, Santander, Spain.
- Taylor, D. I. (1992). Nearshore shallow gas around the U.K. coast. *Continental Shelf Research* **12**, 1135-1143.
- Ters, M. (1973). Les variations du niveau marin depuis 10,000 ans le long du littoral Atlantique français. *In*: "Recherches sur le quaternaire marin." pp. 114-135. INQUA, Christchurch.
- Terwindt, J.H.J. (1988). Palaeo-tidal reconstructions of inshore tidal depositional environments. *In*: "Tide-influenced Sedimentary Environments and Facies." (P. L. De Boer, A. Van Gelder, Eds.), pp. 233-263.
- Tessier, B. (1990). "Enregistrement des cycles tidaux en accréation verticale dans un milieu actuel (la baie du Mont-Saint-Michel) et dans une formation ancienne (la molasse marine miocène du bassin de Digne)." Unpublished Thèse de Doctorat, Université de Caen.
- Tessier, B. (1993). Upper intertidal rhythmites in the Mont-Saint-Michel Bay (NW France): Perspectives for paleoreconstruction. *Marine Geology* **110**, 355-367.
- Tessier, B. (1998). Tidal cycles : annual versus semi-lunar records. In Alexander, C.R., Davis, R., Henry, V.J. Tidalites : processes and products. *SEPM Spec. Publ.* **61**, 69-74.
- Tessier, B., Certain, R., Barusseau, J.-P., Henriët, J.-P. (2000). Evolution historique du prisme littoral du lido de l'étang de Thau (Sète, Sud-Est e la France). Mise en évidence par sismique réflexion très haute résolution. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* **331**, 709-716.

Tessier, B. (2003). La Baie du Mont-Saint-Michel. *In*: "La Normandie." (A. Guérin, Eds.). Delachaux et Niestlé, Paris.

Tessier, B., Billeaud, I., Lesueur, P. (2006). The Bay of Mont-Saint-Michel northeastern littoral: an illustrative case of coastal sedimentary body evolution and stratigraphic organization in a transgressive/highstand context. *Bulletin de la Société Géologique de France* **2**, 71-78.

Tessier, B., Billeaud, I., Delsinne, N., Lesueur, P., Sorrel, P. (2007). Remplissage sédimentaire des estuaires mégatidaux: forçages et spécificités. *In*: "11ème Congrès Français de Sédimentologie." (ASF, Eds.), Caen.

Thom, B.G. (1984). 'Sand Barriers of Eastern Australia: Gippsland - a case study'. In B.G. Thom (Eds.) Coastal Geomorphology in Australia. Academic Press, Sydney, 233-261.

Thorne J.A., Swift, D.J.P. (1991). Sedimentation on continental margins, VI: a regime model for depositional sequences, their component systems tracts, and bounding surfaces. *Spec. Publs Int. Ass. Sediment.*, **14**, 189-255.

V

Vail, P. R., Mitchum, R. M., Thomson, I. S. (1977). Seismic stratigraphy and global change of sea level, Part 4: Global cycles of relative changes of sea level. *In*: "Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration." (C. E. Payton, Eds.), pp. 83-97. AAPG Mem.

Verger, F. (1968). "Marais et wadden du littoral français. Etude de géomorphologie." Bordeaux Biscaye Frères.

W

Walker, P. (2001) Dynamique sédimentaire dans le golfe Normand-Breton. Intérêt de l'imagerie par sonar à balayage latéral. *Thèse de Doctorat*. Université de Caen.

van Wagoner, J. C., Mitchum, J.R., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S., Hardenbol, J. (1988). An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. *In*: "Sea Level Changes: An integrated approach." (C. K. Wilgus, et al., Eds.), pp. 39-46. SEPM, Special Publication, Tulsa.

Walker, R. G., James, N.P. (1992). "Facies Models. Response to sea-level change." Geological Association of Canada.

Weber, N. (2004). "Morphologie, architecture des dépôts, évolution séculaire et millénaire du littoral charentais. Apports de la sismique réflexion combinée à des suivis bathymétriques et validée par des vibrocarottages. *Thèse de Doctorat*. Université de La Rochelle & SHOM.

Weber, N., Chaumillon, E., Tesson, M., Garlan, T. (2004). Architecture and morphology of the outer segment of a mixed tide and wave-dominated-incised valley, revealed by HR seismic reflection profiling: the paleo-Charente River, France. *Marine Geology* **207**, 17-38.

Wefer, G., Berger, W.H., Behre, K.-E., Jansen, E. (2002). "Climate Development and History of the North Atlantic Realm." Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg,.

Weill, P. (2007). "Processus de mise en place des cordons coquilliers en baie du Mont-Saint-Michel: approche sur le terrain et expérimentation en canal à houle." Mémoire de Master II, Université de Caen Basse-Normandie.

Whitehouse, R. J. S., Bassoulet, P., Dyer, K.R., Mitchener, H.J., Roberts, W. (2000). The influence of bedforms on flow and sediment transport over intertidal mudflats. *Continental Shelf Research* **20**, 1099-1124.

Woodroffe, C. D., Chappell, J., Thom, B.G., Wallensky, E. (1989). Depositional model of a macrotidal estuary and floodplain, South Alligator River, Northern Australia. *Sedimentology* **36**, 737-756.

Wöppelmann, G. (1997). "Rattachement géodésique des marégraphes dans un système de référence mondial par techniques de géodésie spatiale." Ecole Nationale des Sciences Géographiques.

Y

Yoshida, S., Johnson H.D., Pye, K., Dixon, R.J. (2004). Transgressive changes from tidal estuarine to marine embayment depositional systems: The lower Cretaceous Woburn Sands of Southern England and comparison with Holocene analogs. *AAPG bulletin* **88**, 1433-1460.

Z

Zaitlin, B. A., Dalrymple, R. W., Boyd, R. (1994). The stratigraphic organization of incised-valley systems associated with relative sea-level change. *In*: "Incised-valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences." SEPM, Special Publication.

Zazo, C., Goy, J.L., Somoza, L., Dabrio, C.J., Belloumini, G., Improta, J., Lario, J., Bardaji, T., Silva, P.G. (1994). Holocene sequence of sea-level fluctuations in relation to climatic trends in the Atlantic-Mediterranean linkage coast. *Journal of Coastal Research* **10**, 933-945.

Zazo, C., Dabrio, C.J., Goy, J.L., Lario, J., Cabero, A., Silva, P.G., Bardaji, T., Mercier, N., Borja, F., Roquero, E. (2007). The coastal archives of the last 15 ka in the Atlantic-Mediterranean Spanish linkage area: Sea level and climate changes. *Quaternary International* doi:10.1016/j.quaint.2007.05.021.